55
Т 28
735599

ГЛАВ... СНК СССР
ВСЕ... АРКТИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
THE ARCTIC INSTITUTE OF THE USSR

ТРУДЫ АРКТИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

ТОМ XLVII

ГЕОЛОГИЯ

TRANSACTIONS OF THE ARCTIC INSTITUTE

VOL. XLVII

GEOLOGY

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
ЛЕНИНГРАД · 1936 · LENINGRAD

К32

ПРОВЕРЕНО
1943 год

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТОК
СРОКОВ ВОЗВРАТА

КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Колич. пред. выдач _____

КПК. Зак. 2935. Тир. 80 млн.

20671 26180

86

Читальный зал

55
Т 78

ГЛАВСЕВМОРПУТЬ СНК СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АРКТИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
THE ARCTIC INSTITUTE OF THE USSR

ПРОВЕРЕНО
1941 год

ТРУДЫ
АРКТИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

ТОМ XLVII

ГЕОЛОГИЯ

ПОЛИТОТДЕЛ ДОМ КНИГИ Инв № 71352

ПРОВЕРЕНО
1941 год

TRANSACTIONS
OF THE ARCTIC INSTITUTE

26180-51
2071

VOL. XLVII

GEOLOGY

735599

Коми республиканская
БИБЛИОТЕКА
им. В. И. ЛЕНИНА

292 В

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
ЛЕНИНГРАД · 1936 · LENINGRAD

ПРОВЕРЕНО
1966 год

TRANSACTIONS OF THE ARCTIC INSTITUTE
VOLUME XLVII

G. L. PADALKA

THE PERIDOTITE MASSIF PAI-ER ON THE POLAR URAL

LENINGRAD · 1936

ТРУДЫ АРКТИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ТОМ XLVII

Г. Л. ПАДАЛКА

ПЕРИДОТИТОВЫЙ МАССИВ ПАЙ-ЕР НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

ЛЕНИНГРАД · 1936

176 стр. + 3 вклейки + 1 карта

Отв. редактор *А. А. Петренко* Техн. редактор *Л. Г. Левоневская*

Сдано в набор 23 марта 1936 г. Подписано к печати 25 августа 1936 г.
Бумага 72 × 105 см. Печ. л. 11. Бум. л. 5½. Авт. л. 15. Тип. зн. в 1 бум. л. 110.000.
Ленгорлит № 18994. Тираж 1000 экз. Изд. № 95. Заказ № 989.

Типография „Коминтерн", Ленинград, Красная ул., 1.

ВВЕДЕНИЕ

Работы производились в районе распространения дунитово-перидотитовых пород, слагающих два громадных массива, вытянутых в северо-восточном направлении и образующих Уральский водораздельный хребет между 60°30′ и 67° с. ш. Более северный массив, Рай-Из, имеет длину около 28 км и ширину около 14 км; более южный, Войкар-Сыньинский, имеет длину около 180 и ширину 13—18 км [по данным А. Н. Алешкова (2)]. Под массивом Пай-Ер мы разумеем северную часть Войкар-Сыньинского массива.

Перидотиты слагают водораздельный хребет, тянущийся от р. Ляпин до р. Собь, т. е. на протяжении около 225 км, причем между Пай-Ерским массивом и массивом Рай-Из имеется один перерыв, длиной около 15—20 км, представленный депрессией Хараматалоу, сложенной кристаллическими сланцами. Хребет выражен чрезвычайно ярко; на северо-востоке он довольно резко обрывается бывшим ледниковым тальвегом, по которому течет р. Собь. На фотографии (рис. 1) слева виден крутой северный склон массива Рай-Из, возвышающийся над долиной р. Собь на 700—800 м. Здесь так же хорошо выражена депрессия, сложенная кристаллическими сланцами, к северу от которой распространяется снова высокий Уральский хребет, тянущийся в том же направлении.

Тот и другой перидотитовые массивы находятся в Ямальском округе Омской области. Ближайшим населенным пунктом является сел. Лабыт-Нанги, находящееся километрах в 35 от северо-восточной оконечности массива Рай-Из. Селение же Лабыт-Нанги находится на левом берегу Оби, против г. Сале-Хорт (б. Обдорск), расположенного по правую сторону той же реки. Расстояние между ними—около 17—20 км.

Перидотитовые массивы открыты в 1913 г. геологом Н. А. Куликом. В 1924—1926 гг. А. Н. Алешковым, геологом Североуральской экспедиции Академии Наук, была изучена восточная часть перидотитового массива, который был пересечен редкими маршрутами. Целью этих работ являлось определение распространения ультраосновных пород и изучение их главнейших свойств. Разведочных работ не производилось. Некоторые результаты изучения массивов изложены в работе А. Н. Алешкова „Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала“ (2).

В 1925 г. была организована б. Геолкомом на средства Уралплатины экспедиция, в задачу которой входило детальное изучение перидотитового массива Рай-Из и производство небольших разведочных работ с целью выяснения вопроса платиноносности района. Массив Рай-Из изучен проф. А. Н. Заварицким, обстоятельно описавшим его в работе „Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале“ (1).

В задачу наших работ входило подробное изучение перидотитового массива Пай-Ер и юго-западной оконечности Рай-Из, а также производство поисковых и разведочных работ на платину.

Поисково-разведочные работы были поручены Б. В. Волуйскому; геологическое изучение производилось автором при деятельном участии студентов Горного института И. Д. Храмова и Г. И. Персианцева.

В камеральной обработке большое участие приняли студенты Горного института И. К. Поликарпов и А. О. Розенцвит, которыми была произведена под руководством автора и при его непосредственном участии подробная микроскопическая проработка материала, причем И. К. Поликарпов провел обработку пород группы габбро-диорита и жильных, а А. О. Розенцвит—обработку ультраосновных пород и кристаллических сланцев.

I. ОРОГРАФИЧЕСКИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В исследованной части Полярного Урала наибольшие возвышенности сложены перидотитами, образующими, как было указано выше, два массива — Рай-Из и Войкар-Сыньинский.

Первый массив изучен проф. Заварицким, нашими же работами охвачена северная часть Войкар-Сыньинского массива, находящегося между рр. Хараматалоу и Хойла, которую мы будем называть массивом Пай-Ер, по имени наибольшей вершины.

Пай-Ерский массив представляет собой водораздельный хребет, абсолютные высоты которого колеблются между 1000—1400 м, а вершина Пай-Ер достигает 1500 м.

Другие породы габбро-перидотитового комплекса, главным образом полевошпатовые (типа габбро и диорита), слагают пониженную местность и располагаются по восточной, вернее юго-восточной, стороне хребта. Характер местности здесь холмистый и увалистый, с высотами в 200—400 и реже до 500—600 м, причем относительное превышение выражается большей частью в 120—200 м.

Еще более плоскую, плоско-увалистую местность слагают метаморфические сланцы, располагающиеся по северо-западной стороне хребта. Абсолютные высоты плоских увалов здесь большею частью выражаются отметками 300—400 м и редко 500 м, причем относительное превышение увалов над долинами рек обычно выражается в 150—200 м.

Таким образом, абсолютные и относительные высоты местности по одну и другую сторону хребта в сущности одинаковы. Различие же в рельефе указанных местностей заключается главным образом в бо́льшем расчленении габбро-диоритовой полосы, представленной округленными холмами, сопками и сравнительно узкими увалами.

Как ясно изображено на прилагаемой геологической карте, юго-восточный склон водораздельного хребта (перидотитового массива) — крутой, и переход в рельефе от перидотитов к габбро достаточно резкий. Менее крутой—северо-западный склон и весьма крутой, во многих местах обрывистый — северо-восточный склон. В последнем относительное превышение перидотитов над кристаллическими сланцами достигает 700—800 м.

Рис. 1. Северная оконечность массива Рай-Из, резко обрывающаяся к р. Собь. Относительное превышение над долиной р. Собь ок. 700 м.

Fig. 1. North extremity of the Rai-'z massif with a steep slope to the Ob. Relative height above the valley of the Ob, about 700 m.

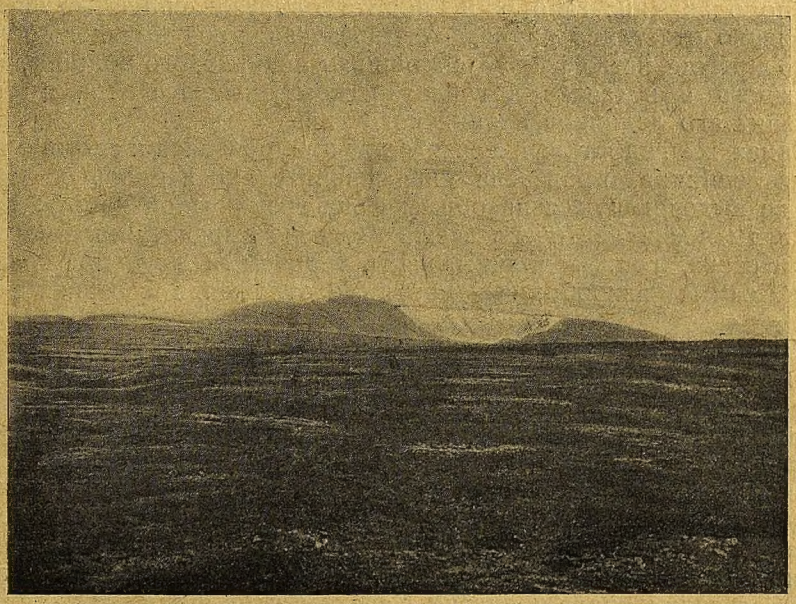


Рис. 2. Перидотитовый массив Пай-Ер. Пологий западный склон, разрезанный ледниковой долиной.

Fig. 2. The peridotite Pai-Er massif. Gentle western slope, cut by a glacial valley.

На участке между массивами Пай-Ер и Рай-Из водораздельный хребет несколько отходит к северо-западу и значительно понижен. Он расчленен на ряд вершин с абсолютной высотой до 900—1000 м и не представляет сплошного массива, каким является Пай-Ер.

Участок между массивами Пай-Ер и Рай-Из представляет собой депрессию, носящую характер холмистой и увалистой местности, по абсолютным и относительным высотам сходной с полосой габбро-диоритовых пород, но являющейся более гористой вследствие гораздо более узких долин речек и благодаря более сильному расчленению местности.

Эта местность сложена кристаллическими сланцами, главным образом амфиболитами, находящимися в контакте с перидотитами и породами типа габбро и диорита.

Названный контакт представляет дугу, выпуклую к юго-востоку и ясно выраженную цепью сопок, высотою около 400—500 м, проходящих от Рай-Иза до Пай-Ера и сложенных породами типа габбро, диорита и перидотита.

Совершенно определенно можно сказать, что рельеф во многом зависит от литологического строения местности и обязан главным образом работе льда и воды. Перидотиты являются наиболее стойкими породами, габбро им уступает в этом отношении, а кристаллические и метаморфические сланцы разрушаются легче тех и других. О последнем легко судить по вышеупомянутой дуге габбро-перидотитовых пород, возвышающейся над кристаллическими сланцами метров на 150—200.

На перидотитах, как наиболее стойких породах, ярче всего сохранились следы работы льда, тогда как на кристаллических сланцах и породах типа габбро и диорита они уже сильно стушеваны. Совершенно отчетливо видно, что образование современного рельефа обязано прежде всего работе сплошного ледникового покрова, существовавшего в недавнее в геологическом смысле время, и работе сменивших его ледников альпийского типа.

Самая же гидрографическая сеть, приуроченная к системе долин бывших ледников, произвела еще сравнительно небольшую работу, почти не выделяющуюся на общем фоне грандиозной работы ледников. Следы последней очень свежи. Чудесно выражены высокогорные плато и озера, горные долины, кары, террасы и глубокие тальвеги, а также самые разнообразные моренные отложения с серией мелких озер

Уральский хребет, возникший еще в палеозойскую эру, в течение длительного времени до наступления сплошного оледенения, подвергался большому размыву, в результате которого были обнажены глубинные породы, слагающие габбро-перидотитовый массив. Последний представлял, вероятно, невысокий барьер, лежавший на пути движения с севера и северо-запада мощного ледникового покрова. В результате работы последнего, а также послеледниковых денудационных процессов массив был сглажен и превратился в невысокий, плоский вал. Нынешний вид массив приобрел, вероятно, лишь вследствие послеледникового поднятия. Характерными его чертами являются довольно пологий северо-западный склон, очень крутой юго-восточный и плоская платообразная серединная часть. Следы работы ледникового покрова отчетливо выражены на прилагаемых фотографиях: на рис. 2 хорошо виден сглаженный пологий западный склон перидо-

Рис. 3. Пай-Ер. Плоская срединная часть массива.
Fig. 3. Pai-Er. Flat central part of the massif.

Рис. 4. Пай-Ер. Остатки плоской части массива, представляющей собою наиболее возвышенную часть (высота около 1400 м) водораздельного хребта, находящуюся возле вершин горы Пай-Ер.

Fig. 4. Pai-Er. Relicts of the flat part of the massif, which lies near the summit of mount Pai-Er and is the highest part (about 1400 m high) of the divide.

титового массива, впоследствии разрезанный ледниковой долиной; на рис. 3 ясно видна плоская верхняя (серединная) часть массива; на рис. 4 великолепно выражены остатки плоской части массива, представляющей собою наиболее возвышенную часть (высота около 1400 м) водораздельного хребта, находящуюся возле вершины горы Пай-Ер. На рис. 5 видна плоская вершина горы Пай-Ер, представляющая собою не что иное, как остатки сглаженной части водораздельного хребта, возникшая в результате деятельности того же ледникового покрова. Доказательством работы ледникового покрова на больших высотах (1000 м и больше) являются встреченные нами валуны разных величин, состоящие из кварцитов и метаморфических сланцев, принесенные с западной или северо-западной стороны. Такие валуны встречаются также на восточном склоне и далеко к востоку от Уральского хребта

Работа сплошного ледникового покрова выразилась в разрушении и обтачивании, сдирании пород водораздельного хребта (в данном случае—перидотитовых массивов) и в отложении мощной морены в пониженных местах, прилегающих к хребту, причем предшествовавшая работа рек была сильно стушевана, а может быть и совсем уничтожена.

Работа ледников альпийского типа, сменивших сплошной ледяной покров, выразилась в проработке долин, глубоко разрезающих в поперечном направлении обточенный до этого водораздельный хребет. В результате длительной деятельности ледников альпийского типа мы имеем современные глубокие долины с крутыми скалистыми бортами высотою до 500—700 м и с широким плоским дном, на котором лежат моренные отложения. По мере расширения таких долин все больше и больше сокращалась оглаженная часть массива, являющаяся водоразделом между долинами.

В некоторых местах рядом лежащие долины настолько сблизились друг с другом, что промежуток между ними, представлявший собою часть оглаженного массива, превращается в узкую перемычку, а иногда в гребень. Прекрасно выражена извилистая узкая перемычка между рр. Западной и Средней Пайерскими, идущая от горы Пай-Ер до горы Подкова. Ширина этой перемычки гораздо меньше ширины долин. На рис. 6, 7 и 8 представлены типичные долины ледникового типа. Профиль их U-образный, с плоским дном и крутыми, обрывистыми склонами. О характере и крутизне склонов долин свидетельствуют рис. 9 и 10. Местами склоны совершенно отвесны (рис. 11).

На рис. 2 (стр. 7) чрезвычайно характерно выражена работа долинного ледника на фоне работы сплошного ледникового покрова. Ясно видна поверхность оглаженного склона массива, удаленная часть этого массива является результатом работы ледника альпийского типа.

Выше уже было отмечено, что по мере увеличения количества долин и по мере расширения последних брусообразный перидотитовый массив расчленялся все больше и больше, в результате чего обособлялись отдельные вершины и группы их.

На рис. 12 и 13 изображен типичный ледниковый ландшафт, а именно — многочисленные кары и ледниковые долины.

Следствием ледниковой деятельности являются разнообразные моренные отложения, выраженные в районе чрезвычайно ярко. Мощные моренные отложения с крупными валунами, главным образом перидотитов, покрывают дно широких долин. Материал, слагающий

Рис. 5. Гора Пай-Ер. Видна плоская вершина, представляющая собою остаток сглаженной части водораздельного хребта.

Fig. 5. Mount Pai-Er. The flat summit, presenting a relict of a flattened part of the dividing range.

Рис. 6. Долина р. Пайерской в перидотитовом массиве вблизи контакта с габбро.

Fig. 6. The Paierskaya river valley in the peridotite massif near the contact with gabbro.

Рис. 7. Долина р. Конгор в перидотитовом массиве вблизи контакта с габбро.

Fig. 7. The Kongor river valley in the peridotite massif near the contact with gabbro.

Рис. 8. Долина р. Конгор в перидотитовом массиве вблизи контакта с габбро.

Fig. 8. The Kongor river valley in the peridotite massif near the contact with gabbro.

Рис. 9. Склон долины р. Восточной Пайерской. Перидотиты.
Fig. 9. Slope of the Eastern Paierskaya river. Peridotites.

Рис. 10. Долина р. Западной Пайерской. Перидотиты.
Fig. 10. The Western Paierskaya river valley. Peridotites.

морены, обычно крупный и в главной своей массе часто слабоокатанный, что указывает на небольшой его перенос и отсутствие сортировки. Более мелкий и несколько отсортированный материал слагает флювогляциальные отложения, встречающиеся довольно редко. Мощность моренных отложений различная и колеблется от 5—6 м до 20—30 м.

Моренные отложения отчетливо видны на рис. 14 и 15. Менее ясно они выражены на рис. 7 и 8 (стр. 12).

Как было указано выше, ледниковая деятельность в районе прекратилась не так давно (в геологическом смысле), вследствие чего работа речной системы, приуроченной к ледниковым долинам, выражена очень слабо. Речные воды перемывают моренные отложения, постепенно удаляя последние, перенося их в другие места и врезаясь в коренные породы. Вследствие больших высот и крутизны падения ледниковых долин размыв идет энергично. В некоторых местах, правда, по более крутым ложкам, речные воды, промыв ледниковые отложения, врезались на несколько метров и десятков метров в коренные породы. В больших же долинах с сравнительно пологим падением происходит лишь перемыв моренного материала. Вследствие же большой крутизны склонов, резкого возвышения перидотитового массива над прилегающей плоско-увалистой местностью не происходит значительного отложения рыхлого материала в логах, которые в большинстве случаев совершенно лишены мелкого материала, далеко уносящегося от водораздельного хребта. Во многих ложках вода с рядом водопадов идет по коренным породам, на которых лишь местами и на короткое время задерживается мелкий материал. Последний задерживается либо в широких плоских долинах, находящихся в пределах перидотитового массива и, следовательно, отлагается на моренном материале, либо в широких плоских долинах, находящихся в плоско-увалистой полосе по одну и ту же сторону хребта.

О крутизне склонов долин и их характере можно судить по рис. 9 и 10 (стр. 13).

В зависимости от сказанного, естественно, мы не можем рассчитывать на встречу типичных мягких ложков и значительного отложения мелкого материала в пределах перидотитовых массивов, что является важным для поисков россыпных полезных ископаемых. Мелкие отложения мы встречаем лишь спорадически — они задерживаются лишь на пологих участках, площадках логов. Размеры таких площадок ничтожны, а следовательно, и значение их в смысле возможности накопления металла также ничтожно. Более значительные мелкие отложения нами встречены на исследованной площади в трех частях, на плоских участках трех рек: Енги-Юган (в массиве Рай-Из), Хойла и Западная Пайерская (в массиве Пай-Ер). Достаточно описать один такой участок, чтобы иметь полное представление и об остальных, так как они очень сходны по строению. На рис. 13 и 16 представлен один из указанных участков, находящийся на р. Енги-Юган. Длина его — около 5 км, ширина — около 1,2 км. На рис. 13 показано начало участка, а на рис. 16 — конец его. Падение — слабое: 1—1,5 м на 1 км, течение реки — спокойное и сильно извилистое; многочисленные озера представляют не что иное, как остатки старых русел — река блуждает по широкой долине; отложения—типичные речные: мелкий галечник, гравий, песок и глина; великолепно выражены речные тер-

Рис. 11. Склон (обрыв) долины вершины р. Широтной между обн. 150 и 151. Перидотиты. Видна отдельность.

Fig. 11. Slope (precipice) of the river valley between Exposures 150 and 151. Peridotites. Joint visible.

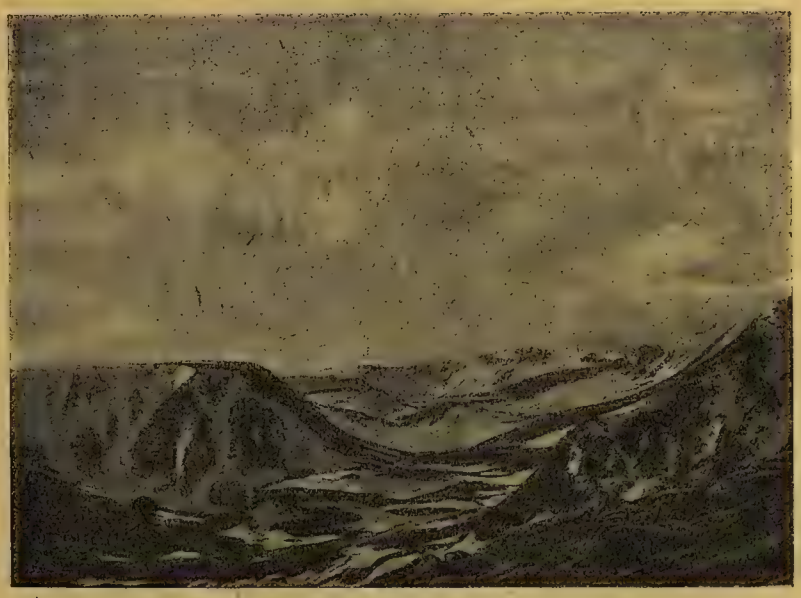


Рис. 12 Рай-Из. Кары в вершине р. Енги-Юган.

Fig. 12. Pai-Iz. Corries in the head waters of the Engi-Yugan river.

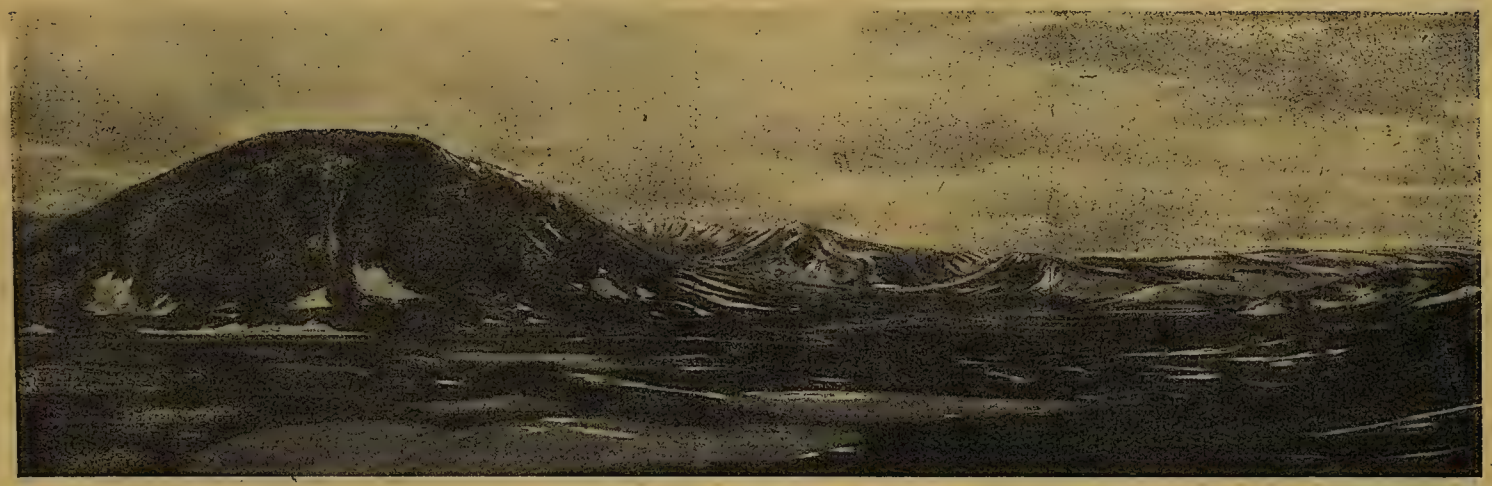


Рис. 13. Рай-Из. Гора Черная, вправо от которой виден плоский массив Рай-Из. На переднем плане долина р. Енги-Юган, в вершине которой видны ледниковые кары.

Fig. 13. Rai-Iz. Montain Chernaya right of which there is seen a tabular massif Rai-Iz. In the foreground there is seen the Engi-Yugan river valley, on the beginning of there are seen glacier karen.

Рис. 14. Морена в долине р. Средней Пайерской.
Fig. 14. Moraine in the Middle Paierskaya river valley.

735599

Рис. 15. Морена при выходе из гор р. Восточной Пайерской.
Fig. 15. Moraine near the Eastern Paierskaya river valley.

2067
Коми республиканская библиотека им. В. И. Ленина
ПОЛИТОТДЕЛ ДОМ КНИГИ Инв. № 21552
26180
215

расы, высотою до 5—6 м; бурение показало, что мощность таких отложений достигает 4—5 м, а в местах развития террас — до 10 м. Ниже речных отложений идет голубая глина, пробить которую из-за недостатка оборудования не удалось; глины пройдены мощностью до 10 м (скважины пройдены до глубины 13,8 м).

На основании буровых работ выясняется, что на данном участке мы имеем очень мощные отложения, в верхней части состоящие из типичных речных отложений, а внизу — из глин, отложение которых могло происходить лишь в условиях спокойной воды, т. е. в озерах. Таким образом, данный участок реки представлял, вероятнее всего, выпаханную котловину, заполненную при отступании ледника водой, вероятно, кроме того, подпруженную мореной. Котловины заполнились илистым материалом, покрытым флювиальными отложениями, на которых до настоящего времени отлагаются речные образования.

Точно такие же отложения встречены на р. Хойла, где длина участка тоже около 5 км, а ширина около 1 км. Рис. 17 представляет небольшой участок этой долины.

На р. Западной Пайерской длина подобного же участка — около 3 км. Следует отметить, что выше и ниже таких участков, где падение становится гораздо круче, находятся грубые отложения с громадным количеством валунов, характер которых ясно выражен на рис. 14. (стр. 17). Такой грубый материал прослеживается далеко в стороне от водораздельного хребта, и только в большом удалении от последнего встречается мелкий.

Грубый же материал, и притом не сортированный, мы встречаем нередко у подножия восточного склона хребта между руслами речек и непосредственно в стороне от русел, причем этот материал представляет многочисленные мелкие холмики, между которыми встречаются многочисленные озерки. Эти отложения имеют типичный характер донной морены. Такие же донные морены, нередко представляющие значительные и многочисленные холмы, наблюдаются в вершинах рек, текущих в ледниковых тальвегах. Местами наблюдаются также ясно выраженные конечные морены, например, по рр. Енги-Юган, Пайерской и др.

Об изменении характера материала в зависимости от удаления от водораздельного хребта можно судить по нижеприведенному описанию долин р. Конгор, на которой нами были произведены поисково-разведочные работы. Теперь же мы несколько остановимся на более детальном рассмотрении гидрографической сети восточного склона, как имеющий большое значение для выяснения вопроса о платиноносности района. Многочисленные реки и речки, размывающие перидотитовые массивы в пределах исследованной площади, относятся к бассейнам двух рек: Соби и Войкара, впадающих в Обь. Как видно на прилагаемой карте, указанные многочисленные водные артерии вблизи водораздельного хребта собираются в общие водные потоки, куда и поступает рыхлый материал со всех частей восточного склона перидотитового массива.

Большая часть массива Пай-Ер размывается бассейном р. Тань-Юган, впадающей слева в р. Войкар, и лишь небольшая северная часть названного массива размывается р. Хараматалоу, правым притоком р. Соби.

Одним из главных притоков р. Тань-Юган является р. Хойла, текущая в широкой и глубокой долине, проходящей через весь Ураль-

Рис. 16. Долина р. Енги-Юган, восточнее горы Черной.
Fig. 16. The Engi-Yugan river valley, east of mount Chernaya.

Рис. 17. Долина р. Хойла.
Fig. 17. The Khoila river valley.

ский хребет и являющейся довольно легким проходом с одного склона хребта на другой. Эта долина, как и все остальные, имеет ледниковое происхождение. В средней части хребта в ней расположен ряд то сообщающихся, то разрозненных озер, из которых берут начало две примерно равной величины речки, одна из которых — Хойла — течет к юго-востоку, а другая—к северо-западу.

В верхней части р. Хойла течет среди моренных отложений, местами размывая коренные породы; ниже, не доходя примерно 5 км до границы перидотитов с габбро, она проходит по вышеотмеченному пологому и широкому участку, весьма сходному с подобным участком р. Енги-Юган. О характере долины данного участка р. Хойла можно судить по глазомерной съемке, произведенной ст. коллектором Г. И. Персианцевым. Длина участка—около 5 км, ширина—около 1 км. Падение—около 0,002—0,003. На карте горизонталями выражен

Рис. 18. Плоский участок долины р. Хойла. Глазомерная съемка. Горизонтали проведены через 1 метр.

Fig. 18. Flat part of the valley of the Khoila. A visual survey. Contours every metre.

рельеф долины, сложенной в верхней части мелким материалом, совершенно подобным материалу вышеописанной речки Енги-Юган. Мелкие холмы разбросаны в беспорядке по долине и имеют высоту до 5—7 м, причем между ними располагаются озерки. Русло р. Хойла—извилистое, разбирается на рукава с образованием островов.

Ниже названного участка падение реки становится гораздо круче, примерно 0,015—0,020. По выходе из перидотитов р. Хойла перемывает грубый моренный материал, мелкий вынося в нижнюю часть своего течения и в р. Тань-Юган.

Большими же протоками последней являются три речки, берущие начало у вершины горы Пай-Ер. Эти речки нами названы: Западная, Средняя и Восточная Пайерские. Они текут в широких и глубоких долинах, имеющих очень крутые, местами отвесные склоны. Крутизна последних настолько велика, что на топографических картах они могли быть выражены обрывами. Особенно широка долина Средней Пайерской, причем перемычка между последней и р. Западной Пайерской узка, большей частью меньше 1 км. Долины этих двух речек подходят к самой вершине горы Пай-Ер, склон которой с этой стороны почти отвесен и совершенно недоступен для восхождения на вершину. Плоская и узкая перемычка между рр. Западной и Средней Пайерскими

Рис. 19. Гребень NNW от вершины горы Пай-Ер. Вид сбоку.
Fig. 19. A crest, NNW of the Pai-Er mountain. A side view.

Рис. 20. Гребень к NNW от вершины горы Пай-рЕ.
Fig. 20. A crest, NNW of the summit of mount Pai-Er.

немного не доходит до вершины горы Пай-Ер, она почти вертикально обрывается. Промежуток между этой перемычкой и вершиной горы Пай-Ер представляет кар (ущелье), являющийся началом долин названных двух речек. Дно его широкое, здесь хаотически нагромождена весьма крупный материал в виде разнообразных холмов, между которыми выступают скалы и возвышения коренных пород. Между холмами расположены многочисленные мелкие озера с совершенно прозрачной синеватой водой. Такой же примерно характер дна верхних частей промывающих долин, где берут начало рр. Западная и Средняя Пайерские.

Западная Пайерская берет начало из озера, находящегося примерно в 2—2,5 км от вершины горы Пай-Ер, причем дно долины на этом участке значительно возвышается над озером. У обн. 280 (см. карту I) дно сложено коренными перидотитами, образующими довольно ровную площадку, круто обрывающуюся к озеру.

В указанном выше ущелье местами находятся снежники и карликовые ледники. Отчетливо выраженный остаточный ледник нами встречен в каре, находящемся у обн. 281, в правом борту долины. В этом месте ясно наблюдается, что плоская вершина увала, находящегося по правую сторону р. Западной Пайерской, соединяется острым гребнем со второй вершиной горы Пай-Ер, находящейся к юго-западу от главной вершины. От этой округленной вершины сохранилась лишь северо-западная половина, а другая половина уничтожена — срезана; здесь находится вертикальный обрыв, проходящий почти через самую вершину. Это отчетливо видно с главной вершины горы Пай-Ер, которая и с этой стороны является недоступной.

Примерно такая же широкая и глубокая долина р. Восточной Пайерской, причем в этой долине также располагаются ледниковые кары, в той или иной степени заполненные снежниками. Дно этих цирков обычно значительно возвышается над долиной реки. В самой вершине р. Восточной Пайерской находится громадный кар, из которого берет начало рч. Хараматалоу и ее правый приток — рч. Широтная, а также один из правых притоков р. Хароты.

Вершина рч. Широтной течет параллельно вершине Восточной Пайерской и отделена от последней узкой, шириной около 1 км, плоской перемычкой, которая к северо-западу обрывается, как показано на карте. Характер долин этих речек такой же, как было отмечено для Средней и Западной Пайерских. Высота склонов до 500—700 м. Они весьма круты, почти обрывисты. Эти речки также размывают как моренный материал, так и материал, поступающий в долину от разрушения обрывистых склонов.

Нужно отметить, что и в настоящее время происходит сильная разрушительная работа, производимая не только водой рек, но выветриванием пород, разрушениями, обвалами, измельчениями и сползаниями рыхлого материала по крутым склонам.

В силу этой разрушительной деятельности перемычки между глубокими долинами еще больше суживаются и в некоторых местах совсем исчезают, превращаясь в гребни. А при наличии боковых каров они разъединяются на ряд столообразных скал с плоскими вершинами, как это изображено на карте в вершине р. Восточной Пайерской (отметка 1306,1).

Подобное явление, т. е. уменьшение плоских перемычек, наблюдается и на увале, по которому можно достигнуть вершины горы Пай-Ер.

Рис. 21. Вершина горы Пай-Ер. Обрывистый склон к востоку. С левой стороны видна р. Пайерская и часть перемычки.

Fig. 21. The summit of mount Pai-Er. Steep slope eastwards. The Paierskaya river and part of the dividing crest seen to the Peft.

Рис. 22. Россыпь перидотитов (вблизи обн. 102).

Fig. 22. Peridotite detritus (near Exposure 102).

Как было отмечено ранее, гора Пай-Ер является наиболее высокой в пределах распространения перидотитовых массивов Полярного Урала.

Это довольно острая вершина, имеющая форму усеченного конуса, причем верхнее основание имеет площадь менее 0,25 кв. км. Она доступна только с одной стороны — с северо-запада, а с остальных сторон имеет крутые, почти отвесные склоны.

По северо-западному склону горы Пай-Ер легко подниматься, так как он сравнительно пологий и однородный, усеянный большими глыбами перидотитов. Этот склон представляет собой сглаженную перемычку, находящуюся между двумя глубокими долинами, имеющими весьма крутые склоны.

Только не доходя примерно 0,5 км до самой вершины горы Пай-Ер, перемычка суживается и переходит в острый гребень, представляющий ряд громаднейших глыб, на которые распались коренные породы, причем расколы произошли по сложной системе плоскостей отдельности. Подъем по такому гребню довольно трудный и требует большой осторожности, так как легко сорваться и скатиться по крутому склону.

На рис. 19 изображен общий вид этого гребня и часть горизонтальной площадки самой вершины горы Пай-Ер. На рис. 20 изображен гребень, итти по которому можно лишь придерживаясь самой верхней его части. Склоны же гребня настолько круты, что пройти по ним невозможно.

На рис. 21 изображена самая вершина горы Пай-Ер и ее обрывистый склон к востоку. Вершина представляет небольшую, менее 0,25 кв. км, площадку, вытянутую в широтном направлении и слегка наклоненную к западу. Эта площадка усеяна большими глыбами перидотитов обычного типа. Происхождение ее следует связывать с деятельностью сплошного оледенения; она является остатком той сглаженной плоской поверхности Уральского хребта, которая характерна для всего перидотитового массива. Эта площадка, несомненно, непосредственно соединялась с плоским северо-западным склоном горы Пай-Ер. Со временем она сделается неприступной и с этой стороны, вследствие сильного разрушения гребня.

Громадное большинство речек, размывающих перидотитовый массив как по одному, так и по другому склону хребта, имеет долины такого же характера, как и долины описанных выше речек. В вершинах речек и их многочисленных притоков располагаются кары с снежниками. В бортах долин также располагаются кары обычного типа. На дне каров часто встречаются озерки, а дно цирков обычно выше уровня долин речек. На прилагаемой карте довольно отчетливо изображены долины речек и многочисленные кары.

Очень глубокие, с крутыми и обрывистыми склонами долины наблюдаются лишь в перидотитах, а в габбро, метаморфических и кристаллических сланцах они имеют совсем иной характер. Здесь они гораздо мельче и имеют пологие склоны, чаще широкие и лишь местами узкие, причем в последнем случае вертикальные склоны сложены коренными породами. Эти долины имеют характер типичной речной, а не ледниковой эрозии.

Река Хараматалоу течет в кристаллических сланцах, причем характер ее долины совершенно иной. Здесь нет таких глубоких с обрывистыми склонами долин, какие мы наблюдаем в пределах перидотито-

вого массива. Кристаллические сланцы гораздо менее устойчивы и легко подвергаются размыву. Долины и здесь широки, но имеют плоские склоны.

В кристаллических сланцах нигде не встречено более или менее типичных каров. Также не встречено типичных моренных отложений. Ледниковый материал уже перемыт, происходит накопление типично аллювиального материала. Местами наблюдается интенсивный размыв коренных пород, речки врезаются в кристаллические сланцы, образуя узкие, неглубокие долины со скалистыми бортами.

Падение всех отмеченных выше речек до впадения в р. Танью— крутое, большею частью около 0,020—0,029, реже — более пологое.

Падение рр. Хараматалоу — около 0,015, Танью-Юган — около 0,007 и Широтной — около 0,009. Падение же р. Конгор, изученной на протяжении около 25 км, изменяется от 0,010 в верхней части до 0,003—0,004 в нижней части.

В заключение данной главы следует отметить иные формы рельефа, наблюдающиеся на Полярном Урале, а именно наличие высокогорных террас, совершенно подобных тем, какие наблюдаются на Северном Урале. Мы здесь не будем останавливаться на генетической стороне этих террас, отметим лишь, что по происхождению и по морфологии они тождественны террасам Северного Урала. Следует отметить, что в пределах изученного нами района они не пользуются таким широким распространением, как, например, в районе 2-й Вагранской дачи, Павдинской дачи и др., и встречаются как на вершинах сопок и увалов, так и на их склонах. Нередко их можно смешать с горизонтальными площадками, являющимися остатками от оглаженной поверхности сплошного ледникового покрова.

Мы считаем, что плоский характер перидотитовых массивов, плоские вершины последних являются следствием главным образом деятельности сплошного оледенения. Нагорные же террасы развиваются здесь на общем фоне ледниковой деятельности и имеют несравненно меньшее значение. Как на этих террасах, так и на сглаженных ледниками поверхностях массивов мы встречали россыпь больших глыб перидотитов, среди которых изредка встречаются коренные выступы и галька пород западного склона Уральского хребта, а именно кварцитов, известняков и кристаллических сланцев. О характере россыпей перидотитов, покрывающих поверхности массивов, можно судить по рис. 22. Лишь местами из-под таких россыпей выступают коренные породы.

II. ГЕОЛОГИЯ МАССИВА

Так как главной целью исследовательской работы на Полярном Урале было выявление платиноносности, то работами охвачены почти исключительно ультраосновные породы (перидотиты) и лишь частично обследованы породы группы габбро и диорита, непосредственно прилегающие к зоне перидотитов, а также частично охвачена зона метаморфических и кристаллических сланцев, ограничивающих с запада и северо-запада габбро-перидотитовый массив. Лишь в одном месте, а именно по р. Конгор, нами пересечена вся полоса пород группы габбро и диорита и одним же маршрутом прослежена туфо-сланцевая толща, ограничивающая с востока габбро-перидотитовый массив.

Габбро-перидотитовый массив Пай-Ер в целом, совместно с массивом Рай-Из, представляет собою громадное тело, интрудировавшее в сильно дислоцированную в меридиональном направлении палеозойскую толщу, сложенную главным образом из эффузивных изверженных пород (диабазов, порфиритов, порфиров), вулканических туфов, туфопесчаников, туфо-сланцев, глинистых и углисто-глинистых сланцев и известняков. Названная интрузия имела состав габбровой магмы, в которой произошла дифференциация, в результате чего в нижней части обособилась наиболее основная часть магмы, вплоть до чисто дунитовой, а в верхней части обособилась более кислая, давшая серию полевошпатовых пород, от габбро до кварцевых диоритов включительно. Таким образом, структура данного плутонического комплекса в общем похожа на структуру платиноносного комплекса Среднего Урала. Так же как и в последнем, в западной части массива сконцентрированы ультраосновные породы, а в восточной части сосредоточены полевошпатовые породы, относящиеся к ряду габбро-кварцевых диоритов, причем более кислые разности занимают наиболее восточное положение. Западную часть массива следует рассматривать как нижнюю, а восточную как верхнюю часть лакколитообразного тела. По западную сторону оливиновых пород габбро встречаются в самом незначительном количестве.

Отличительной особенностью Полярноуральского интрузивного комплекса является сильное развитие бесполевошпатовых пород, в общем мало уступающих по количеству полевошпатовым породам, тогда как в Среднеуральском платиноносном комплексе последние сильно преобладают над бесполевошпатовыми.

Как внутренняя структура Полярноуральского плутонического комплекса, так и соотношения залегания его с вмещающими породами еще мало изучены.

А. ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

I. Западный склон. От р. Хойлы до верховьев р. Хараматалоу (см. карту) в приконтактовой зоне прослежены матаморфические сланцы, образованные из осадочных и изверженных пород, а именно глинистых и углисто-глинистых сланцев, в которых проходят прослойки вулканических туфов, туфо-песчаников, туфо-сланцев и небольшие тела интрузивных и эффузивных пород. Преобладающими породами являются матаморфизованные глинистые и углисто-глинистые сланцы. Все эти породы сильно дислоцированы и изменены. Их простирание в общем соответствует вытянутости габбро-перидотитового массива, т. е. с юго-запада на северо-восток, а падение к юго-востоку. Таким образом, можно считать, что названные породы подстилают габбро-перидотитовый массив. Так как граница перидотитового массива сильно извилиста, то простирание колеблется от NE 40° до NW 350°, падание все время направлено в сторону массива, причем угол большею частью около 40—50° и реже 70—90°. Нередки участки сильного смятия, где породы плойчаты и имеют залегание, сильно разнящееся от указанного.

В результате регионального метаморфизма вышеперечисленные породы изменены в нижеследующие разности.

а) Филлитовые глинистые и углисто-глинистые сланцы. Эти породы образованы из глинистых и углисто-глинистых

сланцев, в которых появился шелковистый блеск вследствие развития серицита. Они тонкосланцеваты, а местами сильно плойчаты и окрашены в фиолетовый, зеленовато-серый и темносерый цвета. По сланцеватости они пронизаны тонкими жилками кварца.

б) Эпидотово-хлоритово-альбитово-роговообманковые сланцы. Эти сланцы являются производными эффузно-осадочной толщи, в которой значительное участие принимали туфогенные породы.

Возможно, что некоторые разновидности этих пород образованы из жильных пород. Данные породы являются типичными представителями фации „зеленых сланцев".

в) Полевошпатово-роговообманковые сланцы. Они состоят из полевого шпата и роговой обманки и подобны тем, которые обнажаются по р. Хараматалоу.

г) Измененные диабазы (№ 424в). Это серо-зеленые среднезернистые породы, содержащие мелкую, редкую вкрапленность пирита и состоящие из ильменита, частично перешедшего в лейкоксен, буровато-зеленой роговой обманки, остатков моноклинного пироксена, целиком соссюритизированного плагиоклаза, небольшого количества кварца и вторичного альбита. Описываемые породы встречены в россыпи, вследствие чего о залегании их судить очень трудно. Они близки к породам предыдущей группы и выделены особо из-за того, что первичная структура их сохранилась достаточно хорошо.

д) Гнейсы. Они представляют собой динамометаморфизованные жилы диоритов и гранитов, встречающихся в полевошпатово-роговообманковых сланцах. Это серовато-розоватые тонкозернистые сланцевые породы, состоящие из биотита, переходящего в мусковит, мусковита, зеленой роговой обманки, альбита, кварца и граната. Последний минерал хорошо виден невооруженным глазом—величина его достигает 2—3 кв. мм в сечении.

Среди этих пород встречена одна разновидность с ясно выраженной порфировой структурой (№ 88а). Эта порода состоит из магнетита, роговой обманки, альбита, эпидот-цоизита, хлорита и кварца и может быть названа динамометаморфизованным порфировидным микрогранитом.

Из перечисленных пород наибольшим распространением пользуются филлитовые глинистые и углисто-глинистые сланцы, местами слагающие большие участки, например, в верховьях р. Качбель и увал с астропунктами к северо-западу от горы Пай-Ер. Здесь отчетливо видно строение сланцев, представляющих собою частое чередование фиолетовых и темнозеленых разностей, причем мощность отдельных прослоек меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров и десятков метров. Эти образования весьма близки по составу и отличаются некоторыми примесями, сказывающимися на окраске пород.

Следующими по распространению являются зеленые сланцы, обозначенные в пункте „б". Они состоят из переменного количества следующих минералов: альбита, кварца, хлорита, эпидота, кальцита и роговой обманки.

О взаимоотношениях зеленых сланцев и вышеназванных филлитовых сланцев можно судить лишь по некоторым обнажениям, в которых те и другие сланцы находятся в коренном залегании. В большинстве из осмотренных обнажений сланцы встречались в виде россыпи, почему о взаимоотношении их судить трудно.

Описываемые зеленые сланцы встречаются то в виде маломощных прослоек, измеряемых метрами, то в виде полос, шириною в несколько десятков и даже сотен метров, проходящих в филлитовых глинистых и углисто-глинистых сланцах.

Большие участки неправильной формы, сложенные зелеными сланцами, находятся на вершине горы Качбель.

Зеленые сланцы вообще более устойчивы к выветриванию и обнажают более возвышенные места, холмы, сопки, а филлитовые сланцы слагают пониженные места.

От верховьев р. Хараматалоу вниз по течению последней и далее до массива Рай-Из в приконтактовой полосе габбро-перидотитового массива обнажаются амфиболиты и полевошпатово-роговообманковые сланцы, состоящие главным образом из роговой обманки и полевого шпата, кроме которых обычно присутствуют и другие минералы, имеющие второстепенное значение. Эти породы чередуются со сланцами типа эпидото-альбито-роговообманковых, имеющих подчиненное значение.

Описываемые сланцы окрашены обычно в серо-зеленый и темно-зеленый цвета и представлены тонкосланцеватыми мелкозернистыми породами, в которых часто проходят маломощные (несколько мм) жилки, состоящие главным образом из плагиоклаза. Эти породы образованы, повидимому, из эффузивных порфиритов и диабазов и их туфов.

Данные породы слагают депрессию Хараматалоу — промежуток между перидотитовым массивом Пай-Ер и Рай-Из. Они довольно часто инъецированы плагиогранитовой магмой, давшей серию тонких жил, проходящих по сланцеватости, и тонкими же жилками кварца. Инъецируемые породы превращены в гнейсы, в результате чего местами образуется частое чередование последних с амфиболитами.

Кроме того, в них проходят жилы габбро или габбро-диабазов, которые сильно изменены как минералогически, так и по текстуре. Они рассланцованы, причем их сланцеватость совпадает со сланцеватостью роговообманковых сланцев.

Относительно залегания этих пород следует сказать следующее.

Породы, обнажающиеся по р. Хараматалоу, т. е. вдоль контакта с перидотитовым массивом Пай-Ер, имеет простирание NW 320—330° и падение под ∠ 70—90° к SW а породы вдоль контакта габбро, в промежутке между Пай-Ером и Рай-Изом, имеют простирание, близкое к NS и падение к E.

Таким образом, и здесь мы имеем простирание, в общем параллельное контакту с габбро-перидотитовым массивом, и падение под последний.

II. Восточный склон. Породы, ограничивающие габбро-перидотитовый массив с востока, нами пересечены лишь одним маршрутом по р. Конгор (рис. 52). Здесь встречена туфо-сланцевая толща, шириной около 4—5 км (их восточная граница закрыта), сложенная измененными эффузивными породами, вулканическими туфами, туфо-песчаниками, туфо-сланцами и сланцами. В этой толще встречены прослойки белого мрамора (мраморизованных известняков), в которых не удалось найти органических остатков. Эти породы встречены в россыпи, почему о мощности их судить трудно.

Наибольшим развитием в этой толще пользуются регионально-метаморфизованные туфы и туфо-сланцы. Эти породы окрашены

в темнозеленый цвет и имеют неоднородное строение. Они состоят из обломков порфиров, порфиритов и участков осадочных пород. Минералогический состав туфов выражается таким образом: альбит с значительным количеством серицита и зерен эпидота, зеленая вторичная роговая обманка (актинолит), хлорит, эпидот, цоизит, кварц, лейкоксен, ильменит и магнезит.

Большим распространением в этой толще пользуются также известково-хлоритово-кварцевые, известково-роговообманково-кварцевые сланцы и некоторые другие разновидности последних, образованных из туфогенных осадочных пород. Окраска их то темнозеленая, то зеленовато-серая. Минералогический состав: магнетит, роговая обманка, кальцит, хлорит, цоизит, эпидот, кварц. Заметно значительное колебание вышеперечисленных минералов. Наблюдаются разности, в которых преобладает кальцит, такие породы следует отнести к перекристаллизованным известнякам.

Также большим распространением в этой толще пользуются порфириты, обычно сильно сланцеватые, амфиболизованные и эпидотизованные.

В описываемой толще проходят жилы кварцевых диабазов и гранодиорит-порфирита.

Описываемая туфо-сланцевая толща сильно дислоцирована. Сланцы местами сильно смяты — плойчаты. Смятие отчетливо наблюдается и на туфах и на порфиритах, но не отражается на жильных породах.

Общее простирание сланцев NE 40—50°, падение почти вертикальное под ∠ 70—90° к NW.

Таким образом, вмещающими породами является эффузивно-осадочная толща, подвергшаяся сильному изменению и весьма сходная с эффузивно-осадочной толщей Северного Урала, прорванной также породами габбро-перидотитовой формации. Так же как и на Северном Урале, в названной толще встречаются мелкие тела интрузивных пород кислого и основного состава, представленные гнейсами, плагиаплитами, диабазами, габбро-диабазами и гранодиорит-порфиритами. Как обычное явление следует отметить кварцевые жилы, пронизывающие толщу во многих местах.

Определенно замечается, что простирание пород названной толщи следует за направлением границы габбро-перидотитового комплекса, что особенно хорошо выражено для западного, вернее северо-западного контакта и хуже выражено из-за недостатка обнажений для юго-восточного контакта.

Падение пород крутое и в общем направлено к контакту: породы падают под перидотитовый массив и тем самым обусловливают лакколитообразную форму массива.

В. ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫЙ МАССИВ

В габбро-перидотитовом массиве различаются следующие породы: дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, причем все они образуют, по всей вероятности, один плутонический комплекс пород, генетически связанных между собой и образованных вследствие дифференциации магмы состава габбро. В количественном отношении наибольшее значение принадле-

жит перидотитам и полевошпатовым породам ряда габбро-кварцевого диорита. Пироксениты и дуниты встречаются лишь местами и в небольшом количестве.

Если мы обратимся к геологической карте А. Н. Алешкова (2), то увидим, что полоса габбро-перидотитовых пород проходит с юго-запада к северо-востоку и имеет ширину около 30—35 км, причем в депрессии Хараматалоу вследствие выпадения перидотитов ширина ее уменьшается до 10 км, севернее массива Рай-Из она также уменьшается до 10 км. Полоса этих пород прослежена работами экспедиции Академии Наук на протяжении около 250 км, причем как в одну, так и в другую сторону, т. е. к югу и к северу от больших перидотитовых массивов, продолжается полоса габбро, а перидотиты выпадают или встречаются в ничтожном количестве.

Как ясно следует из взаимоотношения вмещающих пород и габбро-перидотитового массива, последний имеет форму лакколита, длина которого измеряется сотнями километров, а ширина — 30—35 км.

Нашими работами охвачена лишь небольшая часть названной полосы пород, а именно между р. Хойла и р. Конгор; на основании этого материала мы дадим краткую характеристику комплекса и остановимся несколько на внутренней структуре последнего.

1. ПЕРИДОТИТОВЫЕ ТЕЛА

Кроме нами изученного перидотитового тела Пай-Ер, перидотитами сложен массив Рай-Из, изученный А. Н. Заварицким (1). Пайерский массив имеет форму лакколита, шириной 13—18 км и длиною в пределах изученного района около 45—50 км. Вся же длина его определяется в 180 км.

а) Юго-западная оконечность массива Рай-Из

Как было отмечено выше, Рай-Из к юго-западу быстро выклинивается и постепенно исчезает. Нашими исследованиями охвачена самая оконечность массива, находящаяся в вершине Заячьего ручья, где производились шурфовочные работы. Кроме того, нашими же работами охвачен ключ Гаженг-Кулига, слева впадающий в р. Конгор и проходящий по контакту перидотитов и габбро. Для более детального изучения указанных мест нами произведены детальные геологические съемки. Контакт перидотитов и габбро по ключу Гаженг-Кулига заснят глазомерно в масштабе 1 : 10 000 (рис. 23), а верховья Заячьего ручья — полуинструментально (рис. 24).

В первом месте (рис. 23) мы имеем следующее:

На контакте с габбро в перидотитах располагаются небольшие тела дунитов, которые местами незаметно переходят в перидотиты, близкие к дуниту. Сами же перидотиты вблизи контакта с габбро имеют ясно выраженную полосатую текстуру, причем в местах обнажений 17, 7, 16 (рис. 23) замечается, что в приконтактовой зоне, шириной около 50 м, полосы дунита—широкие, достигающие 10 м, а далее от контакта — более узкие и полосчатость здесь более частая.

Такая полосчатость наблюдается в перидотитах, слагающих увал между ключом Гаженг-Кулига и р. Конгор. Направление полосчатости — меридиональное, т. е. параллельное контакту, падение—почти верти-

кальное. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением пироксена.

Ближе к контакту дунитовые полосы преобладают над перидотитом, далее от контакта — наоборот.

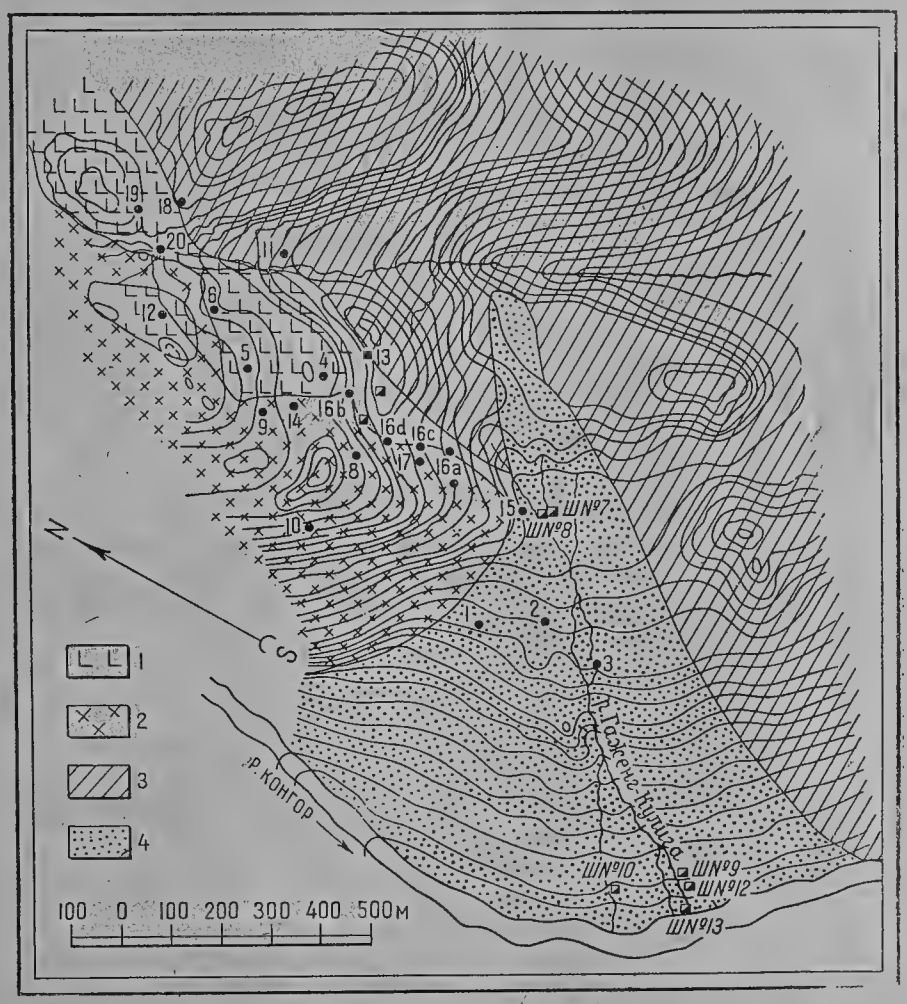


Рис. 23. Геологическая карта юго-западной части горы Черной. Глазомерная съемка.

1—дунит и перидотит, близкий к дуниту, *2*—полосчатые перидотиты (гарцбургиты), *3*—амфиболизированные габбро, *4*—делювий.

Fig. 23. Geological map of the south-western part of mount Chernaia. Visual survey.

1—dunite and peridotite, close to dunite, *2*—banded peridotites (harzburgites), *3*—amphibolised Gabbro, *4*—diluvium.

На самом контакте с габбро, в местах взятия образцов №№ 16а, 16с, 16d (рис. 23), из россыпи взяты образцы габбро с ксенолитами перидотита, близкого к дуниту. В сечении ксенолиты достигают 5×7 см. Такие ксенолиты имеют изометричную форму и в различной степени изменены. Вокруг ксенолитов со стороны пери-

дотита развивается тремолитообразная роговая обманка радиально-лучистого строения, залегающая в виде кольца вокруг перидотита. Ширина таких колец различна — она измеряется то несколькими

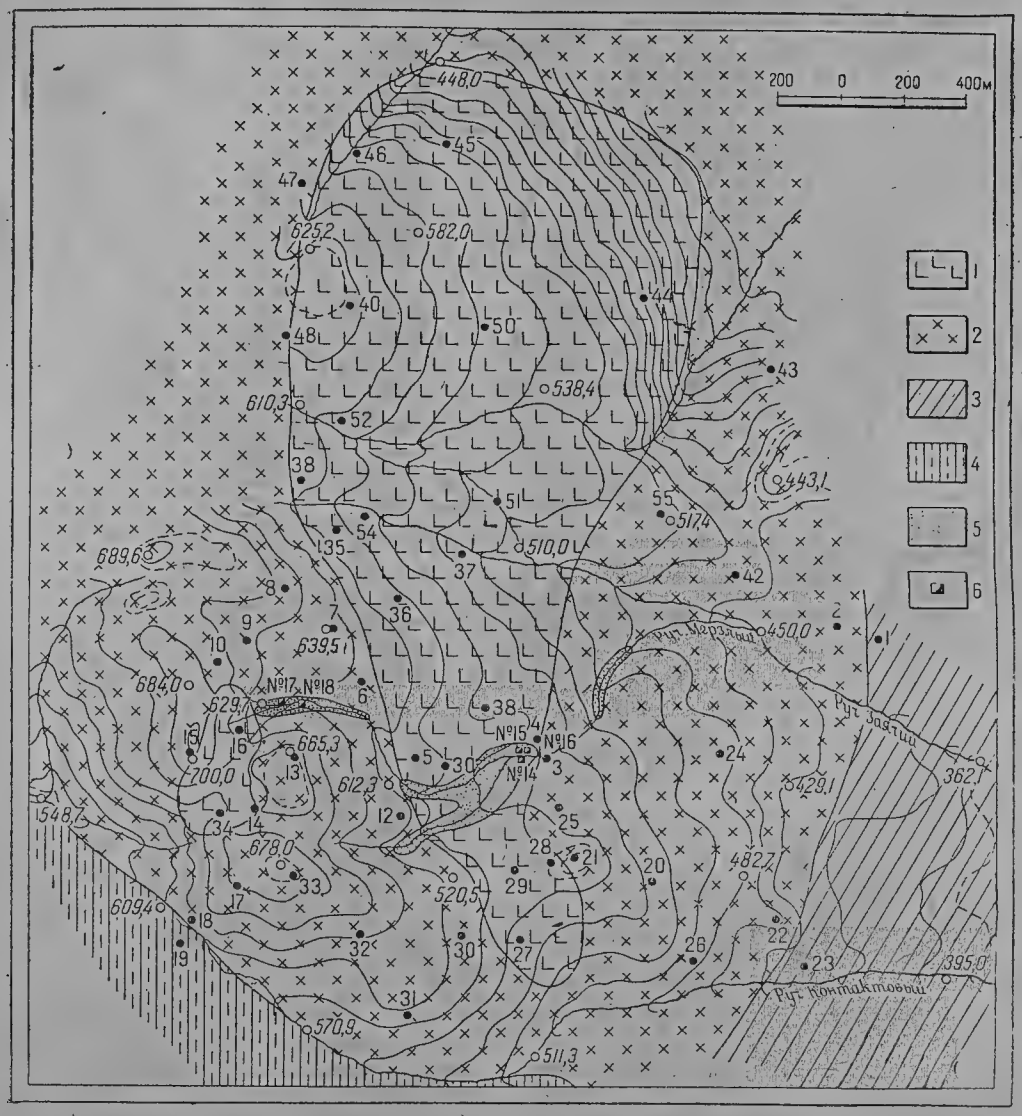


Рис. 24. Геологическая карта юго-западной оконечности массива Рай-Из.

1—дунит и перидотит, близкий к дуниту, *2*—перидотиты (гарцбургиты), *3*—амфиболизированные габбро и диориты, *4*—кристаллические сланцы (амфиболиты и роговообманковые сланцы), *5*—делювий и аллювий, *6*—шурфы.

Fig. 24. Geological map of the south-western extremity of the Rai-Iz massif.

1—dunite and peridotite, close to dunite, *2*—peridotites (harzburgites), *3*—amphibolized gabbro and diorites, *4*—crystalline schists (amphibolites and hornblendic shists), *5*—diluvium and alluvium, *6*—prospecting shafts.

миллиметрами, то сантиметрами. Нередко весь ксенолит замещен радиально-лучистой роговой обманкой, длина кристаллов которой измеряется 1—1,5 см. Габбро в контакте с перидотитом сильно обо-

гащено темнозеленым амфиболом, почти целиком слагающим кольцеобразные участки, имеющие обычно в сечении вокруг ксенолитов ширину от 0,5 до 2 см. Строение таких участков сильно отличается от строения кольцеобразных участков, образованных за счет ксенолитов. Нередко видно, что от амфиболовых колец отходят ответвления, распространенные в сторону габбро на несколько сантиметров.

В других образцах мы видим более мелкие и весьма неправильные ксенолиты перидотитов в габбро, причем эти ксенолиты ассимилированы в той или иной степени, вследствие чего габбро приобрело типичную атакситовую текстуру и изменило свой состав от обычного амфиболового габбро через меланократовые разности до горнблендитов. Такие ксенолиты иногда имеют плоскую форму, располагаются по сланцеватости и обусловливают полосатую текстуру габбро.

Наконец, встречается атакситовое габбро, представляющее собою роговообманковое среднезернистое габбро, в котором находятся неправильные меланократовые участки, состоящие целиком из средне- и крупнозернистой роговой обманки. Такие иногда остроугольные участки, несомненно, являются ксенолитами перидотита, целиком измененного под влиянием габбро.

Отмеченное взаимоотношение габбро и перидотитов ясно указывает на застывание габбро позже перидотитов — габбро прорывали перидотиты и захватывали обломки последних, образуя местами типичные гибридные породы.

В обн. 16а (рис. 23) среди полосатых перидотитов, примерно в 25 м от контакта, выходят габбро, к сожалению, имеющие неясно выраженную форму залегания, так как здесь обнаженность плохая. Ясно, что они находятся среди перидотитов, очевидно, их прорывают и образуют линзообразное тело. Габбро имеет тонкополосчатую текстуру, причем простирания полосок параллельны контакту габбро и перидотитов. Такую же полосчатую текстуру имеют и габбро, находящиеся в контакте с перидотитами, причем эти габбро сильно амфиболизованы и катаклазированы. Направление полос и здесь отвечает общему контакту габбро и перидотитов.

В обн. 18 (рис. 33) мы имеем непосредственный контакт габбро и перидотитов, причем замечается резкая смена дунита амфиболизованным габбро. Дунит в самом контакте превращен в змеевик, темносерого, почти черного цвета, залегающий в виде полосы в несколько метров шириной. Габбро в самом контакте мелкозернистое, порфировидное и окрашенное в темносерый цвет. В качестве порфировых выделений наблюдается роговая обманка и реже плагиоклаз. Габбро меланократовые, типа тылаита. В 10—20 см от контакта в габбро находится участок линзовидной формы, вытянутый вдоль контакта сильно раздробленной породы, представляющий собою милонит того же габбро. Порода катаклазирована до пылеобразного состояния, причем в пылеобразной массе наблюдаются мелкие обломки роговой обманки, очевидно, образовавшиеся за счет пироксена. В породе довольно много цоизитового вещества и пренита, которые либо образуют жилки, проходящие в разных направлениях, либо рассеяны по породе.

Следует еще отметить жилки пироксенитов, довольно часто проходящие в дунитах и реже в перидотитах. Мощность жилок меняется от нескольких миллиметров до 1 м. Простирание их совпадает

с направлением главной отдельности; оно чаще всего NE 60—70°; падение ∠ 60° NW. Встречаются жилки пироксенитов, простирающиеся согласно с общим направлением контакта габбро и перидотитов.

В указанных выше телах дунита довольно часты сегрегации хромита в виде шлир и жилкообразных тел. Характер сегрегаций почти не отличается от сегрегаций хромита в дунитах Северного Урала и может быть выражен зарисовкой, изображенной на рис. 25 и 26.

В вершине Заячьего ручья мы имеем следующие соотношения пород. Перидотит представлен гарцбургитом, в котором во многих местах встречены мелкие жилки дунита—обычного характера для описываемого массива. На этих жилках мы остановимся в дальнейшем. Кроме того, в перидотитах, как это изобра-

Рис. 25. Сегрегация хромита в дуните Пай-Ер.

Fig. 25. Segregation of chromite in dunite. Pai-Er.

Рис. 26. Сегрегация хромита в дуните Пай-Ер.

Fig. 26. Segregation of chromite in dunite. Pai-Er.

жено на геологической карте, находятся два тела дунита, одно из которых имеет площадь около 2 кв. км, а другое—около 17 кв. км. Границы этих тел достаточно отчетливые. Дунитовые тела довольно однородные. Особенностью их является наличие хромитовых сегрегаций, которые местами весьма частые, особенно в малом теле, и то, что дуниты местами имеют отчетливо выраженную пологую отдельность. Граница перидотитов и роговообманковых габбро резкая — переходных разностей не наблюдается. Сланцеватость и полосчатость габбро отвечает общему направлению контакта. Перидотиты местами имеют полосчатую текстуру, причем направление этой полосчатости также согласно с направлением контакта.

Контакт перидотитов и кристаллических сланцев, повидимому, также резкий. Самый контакт закрыт рыхлыми отложениями, но в нескольких десятках метров от сланцев обнажаются перидотиты обычного типа.

К югу от вышеописанного участка, на западном склоне сопки Конгорской, перидотит массива Рай-Из выклинивается, причем на протяжении около 1 км к югу замечается узкая, прерывистая полоска перидотитов и пироксенитов, проходящая между кристаллическими

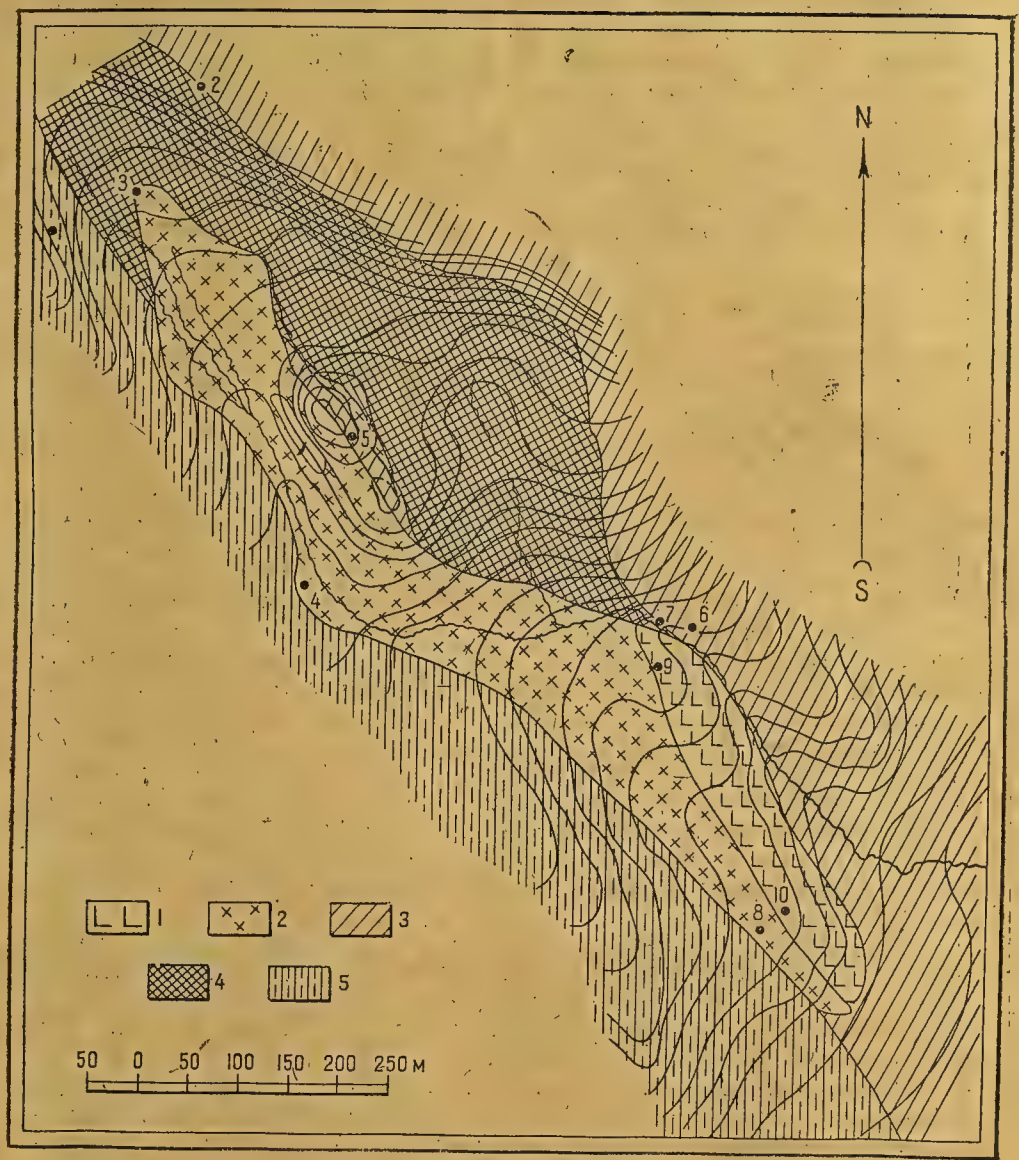


Рис. 27. Геологическая карта юго-западной части Конгорской сопки (Харом-Тага). Глазомерная съемка. Горизонтали проведены через 5 метров.

1—дунит и перидотит, близкий к дуниту, *2*—перидотиты (гарцбургиты), *3*—амфиболизированные габбро и диориты, *4*—пироксениты, *5*—кристаллические сланцы (амфиболиты и роговообманковые сланцы).

Fig. 27. Geological map of the south-western part of mount Kongor sopka (Kharom-Taga). Visual survey. Contours every 5 metres.

1—dunite and peridotite close to dunite, *2*—peridotites (harzburgites), *3*—amphibolised gabbro and diorites, *4*—pyroxenites, *5*—cristalline shists (amphibolites and hornblendic shists).

сланцами (амфиболитами) и габбро. Из-за плохой обнаженности трудно судить о ее мощности и строении. В нескольких местах названного участка встречены коренные обнажения пород по самому контакту, изучение которых дает следующие взаимоотношения пород.

Габбро в контакте роговообманковое, сильно полосчатое, причем направление полос идет параллельно контакту. Перидотиты также сильно полосчатые, с такой же ориентировкой полос. Соотношение габбро и перидотитов указывает на то, что перидотиты, вероятно, уходят под габбро. По контакту перидотитов и габбро местами встречаются глыбы пироксенитов, из-за плохой обнаженности не встреченные в коренном залегании.

В обн. 26 (см. карту) мы имеем следующие взаимоотношения пород с W на E.

1. Полоса перидотитов, шириной около 15 м
2. Полоса пироксенитов „ „ 2 „
3. Амфиболизированное габбро „ 2 „
4. Пироксениты
5. Амфиболовые габбро и диориты, слагающие Конгорскую сопку.

В обн. 61, находящемся примерно в 0,5 км к SE от обн. 26, наблюдаются взаимоотношения пород, наглядно выраженные на детальной геологической карте ключа Харом-Тага (рис. 27).

Как видно из карты, здесь мы имеем тело перидотита (гарцбургита), находящееся в контакте с кристаллическими сланцами (амфиболитами), причем непосредственный контакт этих пород не мог быть изучен из-за плохой обнаженности. Длина перидотитового тела—около 1 км, ширина — около 100 м.

С северо-восточной стороны к перидотиту примыкают пироксениты, причем между этими породами местами, например в обн. 5 (рис. 27), наблюдается чередование габбро, перидотитов и пироксенитов, каковые породы имеют форму полос, вытянутых вдоль контакта.

В двух местах выходят дуниты и перидотиты, близкие к дунитам, образующие тела малого резмера, которые отчетливо отделяются от гарцбургитов.

К пироксенито-перидотитовому телу с востока примыкает массив, сложенный роговообманковым габбро и кварцевым диоритом.

b) Массив Пай-Ер

Громадный перидотитовый массив Пай-Ер весьма однороден по составу и строению. Везде перед глазами исследователя расстилается монотонная картина бурой, желтовато-бурой массы перидотитов, встречающихся чаще в виде россыпи из громадных глыб и реже — скал. На десятки километров раскинулась одна и та же картина. Только по восточному контакту массива, и то лишь местами, замечается сложное строение, сильная неоднородность, о чем будет сказано особо. Более внимательное изучение пород подмечает некоторые вариации во внешнем виде перидотитов, зависящие как от видоизменения состава и строения перидотитов, так и от наличия в последних иных пород.

Прежде всего различаются перидотиты несколько более темной окраски против обычного среднего типа, что обусловливается несколько бо́льшим содержанием пироксенов и значительным озмеевикованием, в результате которого освобождается заметное количе-

ство магнетита. Участки с повышенным содержанием пироксена встречаются редко и имеют неясное распределение в массиве.

Микроскопическое изучение массива показывает, что громадное тело Пай-Ер сложено главным образом гарцбургитами, среди которых лишь очень редко встречаются лерцолиты и верлиты, причем в распределении их не удалось подметить какой-либо закономерности. Нельзя сказать, чтобы типичные верлиты были приурочены к краевым частям массива, к контакту с габбро, где, правда, развиваются разности типа верлита и оливинового пироксенита, но они относятся к особому типу по составу, строению и по происхождению и будут отмечены особо. В поле нет возможности выделить типичных представителей верлитов и лерцолитов, которые устанавливаются лишь по микроскопическому изучению. Упомянутые выше разности перидотитов с повышенным содержанием пироксена обусловлены главным образом ромбическим пироксеном (энстатитом и бронзитом).

Озмеевикование перидотитов выражено повсеместно, пожалуй, с большим трудом можно найти свежий выход перидотита. Это озмеевикование обычного типа более или менее равномерно охватывает весь массив. Сильное же озмеевикование, вплоть до образования сплошных змеевиков, в массиве выражено не так часто, причем в распределении его нами не подмечено закономерности. Масштаб нашей съемки был недостаточен, чтобы выразить закономерность распределения змеевиковых участков, хотя совершенно определенно подмечается, что сильное озмеевикование приурочено к боковым частям перидотитового тела и особенно к северо-западной его стороне. Здесь сильное озмеевикование захватывает зону до 2—3 км, но развитие сплошного змеевика захватывает зону до 200—300 м. Змеевики чаще всего окрашены в темносерый и даже черный цвета, обусловленные большим количеством магнетитовой пыли, освободившейся при серпентизации и усеивающей породы.

Однородность массива нарушается также и текстурными проявлениями. Прежде всего — неравномерным распределением пироксена, приводящим к образованию ясно полосчатой текстуры. Последняя не является господствующей для всего массива, она выражена лишь местами, причем степень проявления ее весьма неодинакова. Нередко она едва подмечается, но местами выражена весьма отчетливо. Замечается, что в массиве Пай-Ер полосчатая текстура выражена слабее, чем в юго-западной оконечности массива Рай-Из.

В качестве примера можно привести обн. 89 и 279 (см. карту I), где полосчатость перидотитов весьма отчетлива и может быть иллюстрирована рис. 28. На указанном рисунке ясно видно частое чередование совершенно параллельных полос, из которых одни обогащены, а другие обеднены пироксеном, причем границы их весьма резкие. Мощность полос обычно измеряется дециметрами и частями последнего.

К текстурным признакам, нарушающим однородность массива, следует отнести отдельность и сланцеватость, развившиеся под влиянием сильного бокового давления, близкого к меридиональному направлению. Отдельность, как правило, наблюдается везде и имеет примерно один и тот же тип: это системы резко выраженных параллельных трещин, из которых одни имеют: простирание NE 10—85°, чаще — NE 50 — 60°, падение чаще к SE и реже к W, под углом чаще

80—690°, реже 60—70° и еще реже 30—40°. Другая система трещин имеет простирание NW 290—340°, чаще NW 310—320°, падение чаще к NE и реже к SW, под углом чаще 80—90° и реже 40—50°. Кроме этих двух главнейших систем трещин, нередко наблюдаются отдельность почти горизонтального направления и второстепенные отдельности иных направлений. Эти три главные отдельности обусловливают распадение перидотитов на параллелепипедальные глыбы обычно большого размера.

В противоположность названной отдельности сланцеватость выражена неравномерно и обусловливает неоднородность строения массива. В краевых частях она согласна с контактом, в центральных частях отвечает направлению контакта.

Сланцеватость местами настолько резка, что перидотиты превращены в перидотитовые сланцы в том случае, если они минералогически изменены слабо, и в змеевиковые сланцы, если произошло сильное озмеевикование. С резкой сланцеватостью обычно связано сильное озмеевикование. Как пример сильно сланцеватых перидотитов можно привести обн. 467, изображенное на рис. 29. На последнем выражена резкая, тонкая сланцеватость, причем перидотиты озмеевикованы не так сильно в сравнении с перидотитами обычного типа.

Однородность перидотитового массива сильно нарушается наличием в перидотитах дунитов и перидотитов, близких к дуниту. Эти две разновидности весьма близки друг к другу и различаются по несколько бо́льшему количеству пироксена в перидотитах, близких к дуниту, достигающему 5—10%. В дунитах количество пироксена доходит до 1—2%. Породы, совсем лишенные пироксена, встречаются очень редко. Из пироксенов встречается главным образом ромбический и редко моноклинный.

Распределение названных пород весьма неправильное. Съемкой в масштабе 1:100 000 никакой закономерности подметить не удалось.

Наиболее обычной формой залегания являются мелкие жилки и реже штокообразные или цилиндрические тела.

Кроме того, однородность перидотитового массива нарушается наличием в перидотитах разнообразных жильных пород, разбросанных по всему перидотитовому массиву и подчиненных главным образом двум главным плоскостям отдельности, простирающимся в направлениях NE и NW.

Вследствие того, что дунитовые тела по распределению и отношению к перидотитам сильно отличаются от типичных жильных пород, мы рассмотрим их особо, причем дуниты и перидотиты близкие к дуниту, мы описываем совместно, так как разделить их в условиях работы в поле очень трудно.

Дунитовые тела встречаются по всей площади перидотитового массива; они залегают почти исключительно в перидотитах и редко на границе перидотитов и габбро и на границе перидотитов и пироксенитов. Дунитовые обособления встречаются в виде параллельных полос, чередующихся с перидотитовыми полосами и обусловливающих параллельную текстуру. Эти полоски, как было отмечено выше, иногда весьма часты и строго параллельны. Мощность их незначительная, измеряемая, как уже отмечалось, дециметрами и сантиметрами. Кроме того, дуниты встречаются в виде небольших неправильных тел, площадью от нескольких сот квадратных метров и до

Рис. 28. Полосчатые перидотиты.
Fig. 28. Banded peridotites.

Рис. 29. Рассланцованные (тонкоплитняковые) перидотиты. Обн. 467, находящиеся километров в 5 к NNW от вершины горы Пай-Ер.
Fig. 29. Schistose peridotites. Esposure 467, situated about 5 km NNW of the summit of mount Pai-Er.

3 кв. км, но чаще всего в виде мелких жил различного направления, мощность которых измеряется сантиметрами и дециметрами.

Наибольшие дунитовые тела встречены возле горного прохода Хойла, где одно тело имеет площадь около 3 кв. км, а другое около 1 кв. км. Интересно отметить по отношению к большему из этих тел следующее явление. Тело находится на высоте около 1000 м, причем юго-западный край его подходит к самому обрыву склона долины р. Хойла, имеющему высоту до 700 м и наклоненному под углом около 40° к горизонту. Местами, особенно в верхней части, склон представлен обрывом с крутыми стенками до 60—70°, Осмотр склона обрыва в том месте, где дунитовое тело близко подходит к обрыву, показывает, что здесь дунитовое тело не обнажается и, следовательно, имеет более крутые стенки ограничения, быть может, близкие к вертикальным. Последнее обусловливает форму, близкую либо к цилиндрической, либо к гитонообразной. Это тело дунита по строению и размерам близко к телу, встреченному в юго-западной оконечности массива Рай-Из, площадь которого — около 2 кв. км.

Другие тела дунита, находящиеся в перидотитовом массиве, мелки: около 0,25 кв. км в вершине р. Западной Пайерской и около 0,10 кв. км на перевале между р. Восточной Пайерской и вершиной р. Широтной. Такого же и гораздо меньшего размера дунитовые тела встречаются возле горного прохода Хойла, где следует отметить много мелких неправильной формы дунитовых тел и очень много мелких жилок дунита, о чем будет сказано ниже. Мелкие дунитовые тела встречаются и на западном склоне массива. На этом основании легко притти к заключению, что они вообще широко разбросаны по перидотитовому массиву, причем в крайне неравномерном распределении их нам не удалось подметить закономерности; замечается лишь большая приуроченность их к юго-восточному краю массива. С этими дунитовыми телами, имеющими неправильную форму, тесно связаны тонкие жилки дунита, проявляющиеся в перидотитовом массиве крайне неравномерно. Они наиболее часты возле прохода Хойла и в верховьях Пайерских речек.

На основании довольно частой сети маршрутов, какими удалось обследовать часть Пайерского перидотитового массива, мы подметили, что частые системы жилок приурочены к некоторым отдельным пунктам, в которых обычно наблюдаются выходы штокообразных тел дунита, вокруг которых, как правило, развита система тонких жилок, в расположении которых закономерности подметить не удалось. Небольшой участок одного из таких пунктов (обн. 337) проявления жилок дунита нами заснят в масштабе 1 : 100 и представлен на рис. 30. Здесь отчетливо изображена система тонких жил и ясно видна их связь с небольшим телом дунита, имеющим неправильную форму.

При осмотре дунитовых тел наблюдается прежде всего отсутствие каких-либо изменений в контактовой зоне с перидотитами и то, что перидотиты в приконтактовой зоне часто пронизаны тонкими жилками того же дунита. Нередко наблюдается, что на площади, сложенной дунитом, встречаются участки перидотита, пронизанные в разных направлениях жилками того же дунита. Происхождение таких участков можно толковать двояко. Либо это остатки верхней части перидотита, покрывавшего дунит, либо это участки перидотита, так или иначе попавшие в тело дунита.

Рис. 30. Обнажение № 337.
1—перидотиты (гарцбургиты), *2*—дунит, *3*—хромит, *4*—элювий, *5*—трещины отдельности.

Fig. 30. Exposure № 337.
1—peridotites (harzburgites), *2*—dunite, *3*—chromite, *4*—eluvium, *5*—fissures of separation.

По типу жилки довольно однообразны. Как уже указывалось, мощность их невелика и измеряется сантиметрами и дециметрами. Наибольшая мощность ясно выраженной жилы достигает 0,6 м при длине около 35 м (рис. 31). Эта жила проходит в направлении NE 290—300° и падает к NE под ∠ 50—60°. Мощность ее меняется от 0,10 до 0,60 м, причем это изменение замечается как по простиранию, так и по падению. Зальбанды у нее большею частью резкие, лишь местами неясные. От жилы отходят тонкие апофизы, причем местами имеются раздутия последних. По простиранию жила изгибается, делая дугу, выпуклостью обращенную к северу. Она выклинивается как в одну, так и в другую сторону, причем один конец ее тупой, а другой острый, сходящий клином на-нет. Это тип одной из крупных жил, встреченных возле прохода Хойла. Большинство жил имеет гораздо меньшую длину, измеряемую метрами, причем зальбанды в одних случаях совсем нерезкие — иногда незаметен переход от дунита к перидотиту, и лишь иногда они очень резкие и прямолинейные (рис. 32). В первом случае застывание дунита происходило в горячей, пластической среде (перидотиты), а во втором внедрение дунита произошло по ясно выраженным трещинам в уже остывшем перидотите.

Что касается направления дунитовых жил, то здесь наблюдается, с одной стороны, их приуроченность к трещинам господствующей отдельности, а с другой — расположение без видимой закономерности, причем последнее встречается гораздо чаще. Довольно ясно видно, что те жилки дунита, в которых зальбанды резкие, следуют по трещинам отдельности. Наиболее типичные жилки дунита представлены на рис. 33, 34 и 35.

В этом отношении в направлениях жилок дунита замечается еще следующее: многие жилки проходят поперек полосчатости перидотитов, пересекая полоски под разными углами, другие же идут в направлении общей полосчатости, усиливая и обусловливая последнюю; эти жилки отличаются от полосок тем, что они иногда отходят под тем или другим углом от направления полосчатости, пересекая последнюю (рис. 36 и 37). Таким образом, дунитовые полоски и жилки относятся в общем к разным генерациям.

Кроме описанных выше дунитовых тел, находящихся в перидотитовом массиве, встречаются довольно близкие к ним дунитовые тела, расположенные в зоне контакта перидотитов и габбро и находящиеся возле гор Подкова и Крепость.

В отношении этих тел прежде всего следует отметить то явление, что в таких местах всегда наблюдаются пироксениты, образующие тела той или иной величины и нередко располагающиеся в виде кайм вокруг дунитов. Здесь последние содержат несколько больше пироксена, вследствие чего чаще встречаются перидотиты, близкие к дуниту, хотя нередко наблюдаются и типичные дуниты. Подробная характеристика этих дунитовых тел будет дана при описании зоны контакта между перидотитами и габбро.

Жильные породы перидотитового массива Пай-Ер. Как в дунитах, так и в перидотитах встречаются жильные породы, которые в дунитах представлены почти исключительно пироксенитами, а в перидотитах, кроме описанных дунитов, пироксенитами, габбро-пегматитами, диабазами, плагиоклазо-пироксеновыми порфиритами, плагиоклазитами и плагиаплитами.

Рис. 31. Жила дунита в перидотите. Молоток лежит поперек жилы р. Хойла.

Fig. 31. Vein of dunite in peridotite, the hammer lying across the vein. Khoile river.

Рис. 32. Жилки дунита в перидотите. Зальбанды прямолинейные и очень резкие. Молоток лежит в направлении простирания одной жилки, выше которой параллельно ей проходит вторая жилка дунита, имеющая несколько меньшую мощность.

Fig. 32. Veins of dunites in peridotite. Salbands are linear and extremely distinct. The hammer shows the direction of the strike of a vein, above which and parallel to it runs a second vein of dunite of minor thickness.

Рис. 33 Жилки дунита в перидотите р. Хойла.
Fig. 33. Veins of dunite in peridotites. Khoila river.

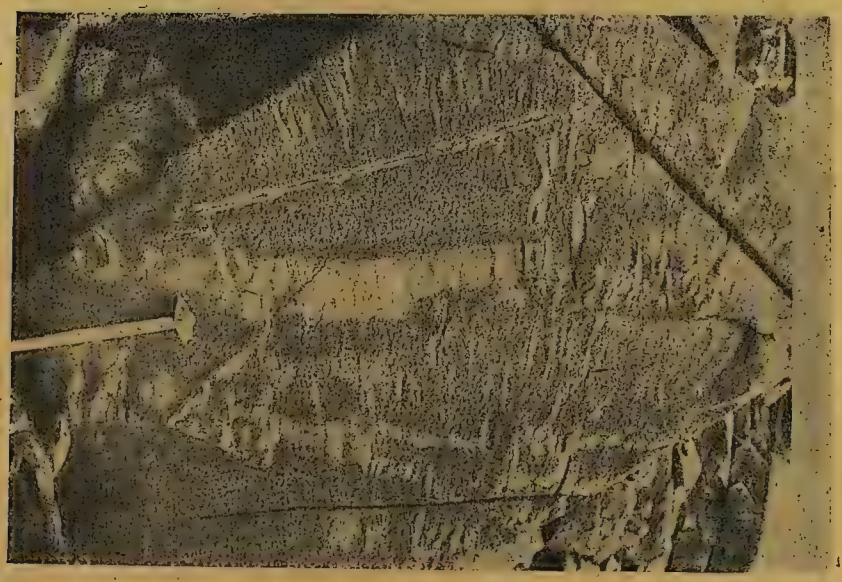


Рис. 34. Жилки дунита (более светлые) в перидотите. Юго-восточная оконечность массива Рай-Из (Заячий ручей).
Fig. 34. Veins of dunite in peridotite. South-eastern extremity of the Rai-Iz massif (Hare's spring).

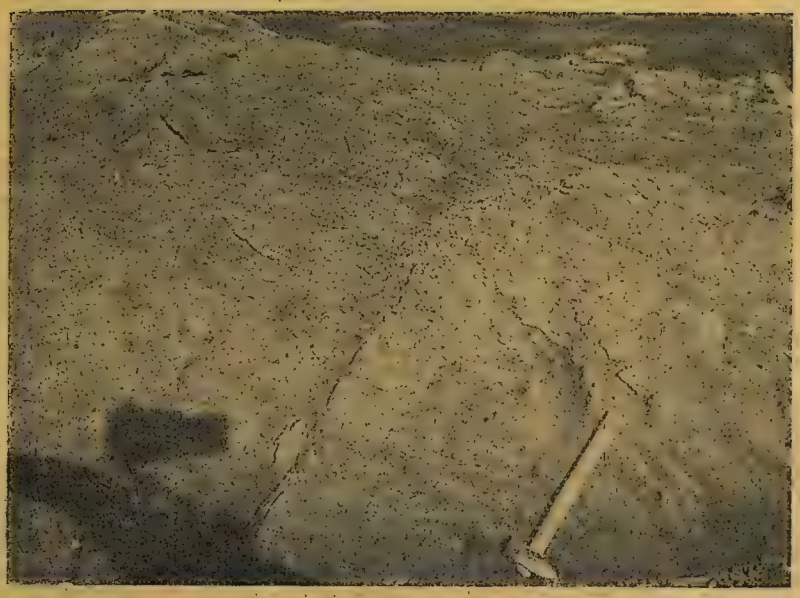


Рис. 35. Жилки дунита в перидотите. Юго-восточная оконечность массива Рай-Из (Заячий ручей).

Fig. 35. Veins of dunite in peridotites. South-eastern extremity of the Rai-Iz massif (Hare's spring).

Рис. 36. Полосчатый перидотит, в котором проходят жилки дунита то согласно с полосчатостью, то вкрест последней.

Fig. 36. Banded peridotites in which veins of dunite run either conformably with the bands or across them.

Пироксениты. Наиболее часто встречаются пироксенитовые жилы, причем характер их одинаков как в дунитах, так и в перидотитах. Местами жилки пироксенита настолько часты, что создается полосчатая текстура перидотитов (рис. 38 и 39). Мощность жилок большею частью измеряется сантиметрами и дециметрами и реже метрами. Жилки пироксенита в большинстве случаев по своему характеру напоминают жилки дунита, но в отличие от последних они строго придерживаются плоскостей отдельности и имеют резкие зальбанды. Следовательно, они кристаллизовались в уже остывшем перидотите. Длина их также небольшая, измеряемая чаще всего метрами и в редких случаях десятками метров. К наиболее крупным жилам пироксенитов следует отнести ряд жил, встреченных в скалистом склоне долины р. Восточной Пайерской (обн. 154). Форма жил — линзовидная. Одна из этих жил имеет длину около 100 м и мощность до 30—40 м; она проходит в NE—SW направлении. На концах от нее отходят апофизы мощностью до 0,10 — 1,15 м, захватывающие участки перидотита. Выклинивание жилы замечается и книзу.

Следует отметить еще жилу из обн. 186, проходящую также в перидотитах, форма линзовидная. Длина ее—60 м, мощность—20 м, простирание — NE 70°. Северо-восточный конец ее виден плохо, а юго-западный отчетливо. Жила в этом месте разбивается на ряд прожилков, мощностью от 0,05—0,10 до 1—1,5 м, проходящих в общем в том же направлении. Пироксениты захватывают участки перидотитов, обогащая их пироксеном.

Жилы пироксенитов распределены в массиве неравномерно и встречаются во всех его частях. Они следуют главным образом по отдельности NE направления и местами ясно секут полосчатые перидотиты.

Габбро также неравномерно распределены в массиве и встречаются в виде жил обычно небольшой мощности, измеряемой 1—3 м, несколькими дециметрами и даже сантиметрами. Иногда замечается несколько большая приуроченность жил габбро к краевой части массива (например, возле горы Крепость).

Если же нанести на карту все жилы габбро, встреченные в массиве, то легко увидеть, что они разбросаны по всему массиву и встречаются в общем редко, во всяком случае реже, чем жилы пироксенитов. Определенно замечается, что жилы габбро так же, как и жилы пироксенитов, проходят по плоскостям отдельности, обычно направления NW и NE.

Жилы габбро встречаются то отдельно от жил пироксенитов, то совместно с ними, причем в последнем случае между ними замечается некоторая генетическая связь.

Одним из таких мест является краевая часть массива у горы Крепость. Подобные же взаимоотношения жильных пород с перидотитами встречены в краевой части массива Рай-Из, в юго-западной его оконечности (обн. 47, см. карту), причем здесь они выражены яснее. Исходя из этого, мы и позволяем себе остановиться на взаимоотношениях этих пород.

В перидотитах проходят довольно частые жилки габбро и пироксенитов. Жилки габбро имеют линзовидную форму мощностью 1—3 м и протяжением 5—20 м. Их направление совпадает со сланцеватостью перидотитов — NE 10°. Падение — около 90°, с отклонением в ту и другую сторону градусов на 10. Замечается, что и по падению

Рис. 37. То же, что и на рис. 31.
Fig. 37. The same as on Fig. 31.

Рис. 38. Тонкие жилки пироксенита в перидотите (обн. 434).
Fig. 38. Thin veins of pyroxenites in peridotite (Exposure 434).

жилки быстро выклиниваются, так что линзовидная форма для них вполне применима. Некоторые жилы дают апофизы, мощностью в 3—5 см, которые имеют резкие и параллельные зальбанды. Такие апофизы иногда проходят вкрест сланцеватости перидотитов на протяжении 2—3 м.

Состав габбро жил отвечает нормальному габбро, подвергнувшемуся амфиболизации, но в указанных апофизах породы сильно обогащены пироксеном, который сильно преобладает над плагиоклазом и даже совсем вытесняет последний.

Жилки габбро встречаются совместно с жилками пироксенитов, причем распределение их можно характеризовать системой параллельных жил, проходящих по сланцеватости перидотитов. Местами жилки габбро так обогащены пироксеном, что их трудно отличить от пироксенитов.

Перидотиты в этом месте содержат вкрапленность довольно крупных кристаллов пироксена (диаллага) и местами так сильно обогащены последним, что становятся весьма сходными с крупнозернистыми оливиновыми пироксенитами.

Взаимоотношения названных пород указывают на то, что между габбро и перидотитами происходят взаимодействия, приводящие к обогащению габбро пироксеном, что особенно ясно наблюдается в маломощных жилках (вышеупомянутых апофизах), которые иногда не отличимы от пироксенитов. Очевидно, реакционное взаимодействие сильнее происходит в маломощных массах габбро, проникших в перидотиты. Возможно, это—один из способов происхождения жил пироксенита.

Большая часть жил габбро имеет состав нормального габбро, и лишь в одном месте встречено оливиновое габбро. Габбро всегда амфиболизованы, сланцеваты и полосчаты. Структура их часто мелкозернистая, но также бывает средне- и даже крупнозернистой.

Только в одном месте в перидотитах (обн. 322) встречен габбро-пегматит, неясно залегающий в змеевиках, образованных из перидотитов. Кристаллы роговой обманки, длиною около 4 см, преобладают над плагиоклазом. Эти пегматиты весьма сходны с аналогичными породами платиноносных районов Северного Урала.

Диабазы. Довольно часто в перидотитах встречаются жилы мелкозернистых пород, которые по структурным особенностям и составу можно отнести к диабазам, точнее, к кварцсодержащим диабазам. Эти жилы, очевидно, генетически связаны с габбро и макроскопически во многих случаях не отличимы от микро-габбро.

Мощность жил примерно такая же, как и габбро, чаще от 0,5 до 3 м. Залегание — по главным плоскостям отдельности, чаще — NW 300—325°. Эти породы встречены в следующих обнажениях: 7, 379, 381, 471. В виде таких же жил они встречаются и в габбровом теле, о чем будет сказано ниже.

Близки по составу к этим породам плагиоклазо-пироксеновые порфириты, лишь в одном месте встреченные в виде жилы в перидотитах (обн. 21). О близости этих порфиритов к диабазам легко судить по жиле диабаза в габбро-диоритах, краевой частью которой является тождественный вышеназванный порфирит.

Плагиоклазиты и плагиоаплиты. Из лейкократовых жильных пород в перидотитах встречены альбититы и плагиоаплиты. Это довольно редкие породы, уступающие по распространению жильным габ-

бро и диабазам. Эти породы почти совсем не содержат цветных компонентов. Они приурочены также к главным плоскостям отдельности и имеют мощность от 0,1—0,2 м до 1—2 м. Плагиоклазиты встречены только в перидотитах, а плагиоаплиты как в последних, так и в габбро, о чем будет сказано ниже.

c) Массив Хараматалоу

Данный массив является непосредственным продолжением массива Пай-Ер — это, собственно, окончание последнего. Как видно из карты, массив Пай-Ер к NE быстро суживается и из массива шириной в 18 км становится телом шириною всего лишь в 1—1,5 км. Это узкое тело перидотита, выделенное нами в массив Хараматалоу, тянется в широтном направлении около 7 км и почти у самой р. Хараматалоу выклинивается.

К северу он находится в контакте с амфиболитами и роговообманковыми сланцами, а к югу от него распространяются породы группы габбро.

Перидотиты этого массива ничем существенным не отличаются от перидотитов массива Пай-Ер. Господствующей разновидностью и здесь является гарцбургит, тогда как лерцолиты также являются редкими.

Некоторой особенностью данного массива является наличие значительных участков перидотитов, близких к дуниту, и дунитов. Одним из таких участков является участок, представленный обн. 90, 91 и 92, где мы имеем сильно размытую, платообразную местность, сложенную названными породами, и целый ряд сопушек, разбросанных на этой площади и сложенных обыкновенными перидотитами.

Из других участков, сложенных дунитом и перидотитом, близким к дуниту, можно указать обн. 81, 79 и др.

Контакты перидотитов и габбро ничего особенного не представляют, почему на них мы и не останавливаемся.

2. КОНТАКТОВАЯ ЗОНА МЕЖДУ ПЕРИДОТИТАМИ И ГАББРО

При описании юго-западной оконечности перидотитового массива Рай-Из уже было отмечено, что контакт габбро и перидотитов местами выражен резко, без каких-либо промежуточных пород, местами же на названном контакте появляются пироксениты и меланократовые габбро, а в одном месте — гибридные породы, образованные путем ассимиляции перидотитов породами габбро.

В Пайерском перидотитовом массиве наблюдается в общем такая же картина.

Большею частью контакт перидотитов и габбро резкий, причем в контакте не замечается изменения по составу и структуре тех или других пород. Иногда в контакте с перидотитами находятся габбро-диориты, т. е. породы более кислые, чем нормальные габбро, но чаще всего роговообманковое габбро (амфиболизированное) и редко оливиновое габбро. Иногда контакт габбро и перидотитов представлен довольно сложными взаимоотношениями. Такими местами являются гора Крепость, гора Подкова, обн. 298, гора Хойла и обн. 47.

Для более ясной характеристики взаимоотношения габбро и перидотитов разберем названные участки порознь.

а) Гора Крепость

В контакте габбро и перидотитов сильно развиты пироксениты, слагающие гору Крепость, причем в понижении между вершиной последней и перидотитами замечается чередование пироксенитов, габбро и дунитов. Распределение пород изображено на геологической карте (см. карту), а для более детального рассмотрения комплекса пород приведем несколько разрезов, от перидотитов до габбро.

1) Перидотиты типа гарцбургита, в которых проходят жилы габбро, превращенного в амфиболиты, и жилы пироксенита. Мощность жил то весьма мала — 1—10 см, то 2—3 м. Форма жил — линзовидная. Жилки приурочены к трещинам отдельности, направления NE 30—45° и падения 80—90° к SE и NW и реже NW 310° при почти вертикальном падении. Перидотит в контакте однороден (обн. 93—95).

2) Непосредственно в контакте с перидотитом находятся пироксениты, в которых проходят линзовидные тела перидотита, близкого к дуниту (обн. 96), а также перидотита, значительно обогащенного пироксеном (обн. 97), довольно часто пересеченного жилками пироксенита. Данный перидотит отличается от перидотита обн. 96 тем, что в нем обильно развивается пироксен то в виде одиночных кристаллов, то в виде групп последних, подобно тому, как это наблюдается в обн. 298.

Между обнажениями 96 и 97 наблюдается россыпь, состоящая из пироксенитов и габбро, вследствие чего трудно судить о строении местности, но определенно можно сказать о том, что в пироксенитах проходит габбро.

3) Далее проходит полоса габбро, представленная россыпью полосчатого габбро-норита (обн. 98).

4) Наконец, мы имеем значительное развитие пироксенитов, а именно оливиновых пироксенитов, слагающих вершину горы Крепость. Пироксениты — однородные, местами наблюдаются участки, обогащенные оливином.

5) К юго-востоку от горы Крепость широко развиты породы группы габбро, представленные нормальными габбро, роговообманковыми габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами и др.

Примерно такие же соотношения пород наблюдаются на юго-западном склоне горы Крепость; они могут быть иллюстрированы следующим разрезом (обн. 102).

1) Перидотиты, с которыми непосредственно в контакте находятся либо габбро (обн. 101), либо пироксениты (обн. 102)

2) Оливиновые пироксениты, мощностью в 3—4 м.

3) Габбро, линзовидное тело, вытянутое вдоль контакта и находящееся в пироксенитах, мощностью до 10 м.

4) Оливиновые пироксениты, в которых проходят тела линзовидной формы перидотитов, близких к дуниту, под обн. 96, мощностью около 50 м.

5) Габбро, полоса, ширина до 300 м.

6) Перидотиты, близкие к дуниту, совместно с оливиновыми пироксенитами.

7) Пироксениты.

8) Габбро.

Таким образом, мы видим, что в районе горы Крепость на контакте габбро и перидотитов проходит полоса, шириною около 3 м. и длиною около 7 км, которая может быть разбита на две параллельные полосы: одна — у самого контакта с перидотитами, шириною около 1 км, представленная сложным взаимоотношением пород типа габбро, перидотита и пироксенита, а другая—проходящая через вершину горы Крепость, такой же примерно ширины, но меньшей длины, представленная почти только пироксенитами.

Рис. 39. Тонкие жилки пироксенита в перидотите (обн. 435).
Fig 39. Thin veins of pyroxenite in peridotite (Exposure 435).

Пироксениты последней полосы являются крупнозернистыми и массивными, без заметной сланцеватости. В них редко проходят маломощные (0,1—0,2 м) жилы плагиоаплитов.

Вообще нужно заметить, что пироксениты как горы Крепость, так и других мест контактовой зоны массивны и не имеют сланцеватости, обычной как для габбро, так и для перидотитов. Лишь изредка они неоднородны, полосчаты, атакситовы и слегка сланцеваты. По структуре они чаще средне- и крупнозернисты и реже мелкозернисты.

b) Гора Подкова

Она представляет собою сравнительно небольшое тело перидотита, находящееся в габбро и непосредственно связанное с Пайерским перидотитовым массивом. Это тело имеет длину до 10 км, в ширину до 3 км. Оно с трех сторон окружено габбро и только с северо-востока непосредственно соединяется с перидотитом Пайерского массива.

Перидотит горы Подкова мало чем отличается от перидотита Пайерского массива. Следует отметить лишь значительный участок перидотита, близкого к дуниту, выделенного на геологической карте.

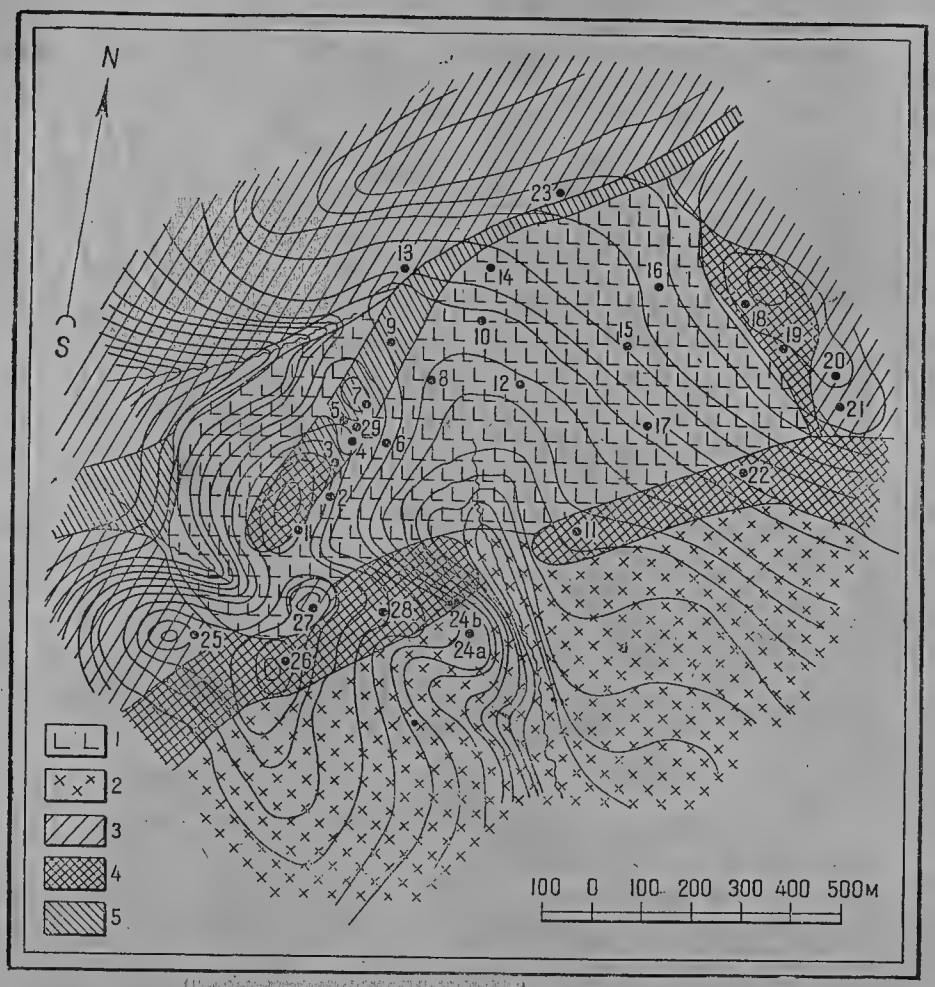


Рис. 40. Геологическая карта юго-западной части горы Подкова. Глазомерная съемка. Горизонтали проведены через 10 метров.

1—дунит и перидотит, близкий к дуниту, *2*—перидотиты, *3*—габбро, *4*—пироксениты. *5*—пироксениты с участками перидотита.

Fig. 40. Geological map of the south-western par of mount Podkova. Visual survey. Contours every 10 metres.

1—dunite and peridotite close to dunite, *2*—peridotites, *3*—gabbro, *4*—pyroxenites, *5*—pyroxenites with areas of peridotites.

Юго-восточный контакт перидотита горы Подкова с габбро не представляет никаких особенностей. Он, как обычно, резкий. Перидотит в контакте не полосчатый и даже не сланцеватый, но сильно озмеевикованный. Озмеевикование захватывает приконтактовую зону шириною до 0,75 км. В местах сплошного озмеевикования замечается сланцеватость, иногда сильная. Габбро в контакте сильно сланцеваты

и превращены в амфиболиты. Направление сланцеватости совпадает с направлением контакта (NE 40°∠ 60° NW).

Северо-западный контакт того же тела представляет собою сложные взаимоотношения пород типа перидотитов, пироксенитов и габбро.

Здесь, как изображено на геологической карте, по контакту перидотитов и габбро проходит полоса сложного строения и состоящая из пироксенитов, среди которых наблюдаются участки габбро, перидотитов, близких к дуниту, и пород, промежуточных между последними и пироксенитами.

Для более отчетливого представления о соотношении пород нами глазомерно заснят небольшой участок, представленный на рис. 40 и отмеченный на общей геологической карте обн. 233. На этом рисунке изображен участок, находящийся на контакте между перидотитами и габбро, причем первый подобен перидотиту массива Пай-Ер, а габбро представлено нормальной разностью.

Названный участок представлен в сущности телом, сложенным дунитом совместно с перидотитом, близким к дуниту, вокруг которого развита кайма пироксенитов. Дунит и перидотит, близкий к дуниту, ничем не отличаются от таковых, встреченных в перидотитовом массиве Пай-Ер.

Кайма пироксенитов не выдержана, прерывается и имеет различную ширину. Перерыв в кайме, проходящей с южной стороны дунитового тела, образован, по всей вероятности, размывом, так как в этом месте выходит глубокий лог с крутыми бортами. Из этого, казалось бы, следует, что пироксениты названной каймы лежат лишь сверху. Повидимому, такое же залегание имеют пироксениты, находящиеся среди дунитового тела и образующие небольшую возвышенность. От этого тела проходит довольно узкая полоса, представленная пироксенитами, содержащими участки перидотитов, а также участки габбро и дунитов. Нередко в этой кайме наблюдаются крупнозернистые пироксениты, сильно обогащенные оливином. С западной стороны дунитового тела проходит узкая кайма пироксенитов, которая прерывается участком пироксенита, содержащего участки перидотитов. С восточной стороны также проходит кайма пироксенитов, в которой встречаются участки пироксенитов с перидотитами и участки габбро. Вообще часто наблюдается, что на самой границе с перидотитами и дунитами пироксениты не однородны; они неравномерно обогащены оливином и образуют небольшие участки, чередующиеся с перидотитами и дунитами. Точно так же и габбро в таких условиях неоднородны, они неравномерно обогащены кристаллами пироксена.

c) Гора Хойла

По контакту нормального габбро и перидотитов обычного типа проходит полоса, представляющая зону, сложенную породами, образованными в результате взаимодействия габбро и перидотитов. В этой зоне, по всей вероятности, встречаются породы гибридного типа, образованные путем сплавления габбро с перидотитами, причем габбро застывало позже и под влиянием тектонических причин вторгалось в механически нарушенную контактовую зону перидотитового тела, находившегося уже в твердом состоянии, захватывало обломки той или другой величины перидотитов и ассимилировало их в той или иной степени.

Кроме того, в описываемой зоне развиваются породы, которые приходится рассматривать как продукты реакции между габбровой магмой и перидотитами.

Вышесказанное ясно показывает, что в данной зоне развиваются породы, отличные от пород обычного типа как по минералогическому составу, так и по структуре и текстуре. Минералогический состав часто представляет различные вариации оливина, моноклинного пироксена и плагиоклаза. Мы имеем то оливиновые пироксениты, то верлиты, часто сильно обогащенные пироксеном, то полевошпатовые пироксениты и другие породы, структура и текстура которых неоднородны.

Среди этих пород, резко отличающихся от пород обычного типа, присущих описываемому габбро-перидотитовому массиву, встречаются породы нормального типа, слагающие участки различной формы и величины.

Для более четкого представления о литологическом составе данной зоны мы приведем описание наиболее характерных пород, но предварительно отметим величину и форму названной реакционной зоны.

Последняя схематически указана на геологической карте.

Зона, представленная обн. 332, 333 и 334, отчетливо видна издали, резко выделяясь своим более темным цветом. Она проходит по контакту с перидотитами под углом около 10—15° к горизонту, имеет ширину 0,25—0,75 км и прослежена от долины р. Хойла до водораздела на протяжении около 3 км.

Подобная же полоса проходит от того же места у долины р. Хойла прямо к вершине горы Хойла и обозначена обн. 391 и 392. До обрыва эта полоса имеет ширину 50—60 м, у обрыва и несколько выше она разбивается и прерывается, а выше сильно расширяется, достигая на хребте 1 км в ширину. Местами в этой полосе встречаются габбро нормального типа, подобные породе обн. 392.

К породам подобной же зоны следует отнести и пироксениты с участками оливиновых пироксенитов и перидотитов, встреченными в обн. 393.

Во всех трех местах приконтактовой зоны (обн. 332—334, 390—391 и 393) встречаются участки дунитов неправильной формы и разной величины, в которых развивается моноклинный пироксен, образуя скелетообразные кристаллы, подробно описанные ниже (обн. 390f).

Такие скелетообразные кристаллы пироксена отнюдь нельзя рассматривать как ксенолиты пироксенитов в перидотитах, а следует считать образованиями, развившимися, очевидно, под влиянием габбровой магмы в дунитах, находившихся в твердом состоянии.

Развитие пироксена происходило путем замещения оливина, что вначале происходит у границ зерен, а в дальнейшем распространяется и на центральные части последних. Такой процесс, очевидно, связан с теми облегченными путями для метаморфизующих агентов, какими являются границы между зернами оливина.

Описание типичных пород из контактовой зоны горы Хойла

№ 332a. Нормальное габбро.

№ 332b. Озмеевикованный верлит, обогащенный пироксеном.

Макроскопически: зеленовато-серая, плотная, однородная, средне- и мелкозернистая порода со слабо порфировидными зернами пироксена.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, моноклинный пироксен, серпентин-антигорит, тремолит, рудный минерал, вторичный магнетит.

Порода сильно озмеевикована (процентов на 60), последнее мешает определить ее первичную структуру. Интенсивно развивается антигорит, образуя типичные для него длинные чешуйки и иголочки, пронизывающие породу в разных направлениях. Ризвитие антигорита главным образом идет за счет оливина и в меньшей степени за счет пироксена.

Пироксен переходит главным образом в агрегат бесцветного игольчатого и столбчатого тремолита.

Рудный минерал образует неправильные зерна, вокруг которых наблюдаются ореолы, сложенные мелкочешуйчатым агрегатом серпентина.

№ 332c. Озмеевикованный полевошпатовый оливиновый пироксенит.

Макроскопически: темносерая среднезернистая порода. Хорошо различимы беловатые зерна полевого шпата. Первичная зернистая структура породы плохо выражена вследствие сильного озмеевикования.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз, рудный минерал, серпентин, тремолит, хлорит, вторичный диопсид, вторичный магнетит.

Оливин и в меньшей степени пироксен сильно озмеевикованы. Серпентин представлен хризотил-антигоритовой разновидностью, образующей скопления, сохраняющие формы замещенных минералов. Хлорит образует большие неправильные скопления весьма мелких чешуек, заместивших неправильные участки первичного минерала. Очень часто к скоплениям хлорита приурочены сферолитовые агрегаты тремолита и вторичного диопсида. Обычно они располагаются на периферии хлоритовых участков, окружая зерна оливина. Участки плагиоклаза расположены среди скоплений хлорита. Они обладают неправильной формой. Внутри зерен плагиоклаза наблюдается образование иголочек и пластинок тремолита и интенсивное развитие хлорита. Возможно, что участки хлорита образованы отчасти за счет плагиоклаза. Плагиоклаз несколько соссюритизирован. Вторичный магнетит образует неправильные скопления, секущие зерна плагиоклаза.

№ 332f. Оливиновый пироксенит.

Макроскопически: темносерая, плотная, однородная порода. Среднезернистая структура в некоторых частях выражена слабее вследствие серпентизации.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, моноклинный пироксен, тремолит, серпентин, хлорит, цоизит (?), вторичный магнетит.

Порода имеет сходство с № 332c, от которой отличается отсутствием плагиоклаза, бо́льшим развитием антигорита и меньшим развитием тремолита.

Все минералы образуют агрегаты и скопления, подобные тем, которые встречены в породе № 332c. Наличие цоизита указывает на то, что в породе был плагиоклаз, но в гораздо меньшем количестве.

№ 333. Среднезернистый оливиновый пироксенит обычного типа.

№ 334a. Перидотит обычного типа.

№ 334b. Габбро нормального типа.

№ 334c. Озмеевикованный верлит.

Макроскопически: зеленовато-серая, плотная, однородная массивная порода, подвергшаяся сильному озмеевикованию. Зернистая структура выражена плохо.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, моноклинный пироксен, рудный минерал, серпентин-антигорит, вторичный диопсид, тремолит, вторичный магнетит.

Оливин изменяется за счет интенсивного развития игольчатого антигорита, слагающего правильные агрегаты, сохраняющие форму зерен оливина.

Пироксен очень сильно разрушен и превращен в агрегат тремолита, сильно обогащенного выделениями вторичного магнетита. Форма зерен пироксена сохраняется. Иногда в этих зернах наблюдаются хорошо развитые столбики вторичного диопсида. Рудный минерал близок к хромошпинели, образуя неправильные скопления, просвечивающие в некоторых участках бурой окраской. Порода подобна верлитам, описанным в разделе „Перидотиты".

№ 390с. Полевошпатовый пироксенит типа габбро-пегматита, но весьма бедного плагиоклазом.

Структура гигантозернистая. Величина кристаллов пироксена достигает в длину 4—5 см, в ширину 2—3 см. Плагиоклазы занимают лишь небольшие участки между кристаллами пироксена.

№ 390f. Дунит с участками, обогащенными пироксеном, представляющими крупные скелетообразные кристаллы.

Макроскопически: темнозеленовато-серая порода с хорошо развитой бурой коркой выветривания, толщиной 3—5 мм.

На поверхности бурой корки резко выделяются бугры, представляющие собой скелетообразные кристаллы пироксена, либо одиночные, либо расположенные в виде скоплений и имеющие характер агрегата мелких зерен пироксена и оливина. Уже макроскопически ясно видно, что мелкие зерна пироксена не являются агрегатом разрозненных зерен, а представляют части крупных скелетообразных кристаллов, что отчетливо видно по общей спайности мелких зерен, указывающей на однообразие их ориентировки. Мелкие зерна пироксена соединяются между собой, оставляя промежутки, в которых находятся зерна оливина. Величина таких скелетообразных кристаллов различная и меняется от 1 см в поперечнике до 3 × 5 см и несколько больше. Форма их либо круглая, либо (чаще) эллиптическая. Такие участки выделяются на поверхности бурой корки, обусловливая пятнистую текстуру пород. Они весьма напоминают развитие лишайников на глыбах перидотитов. Частота таких зерен различная. Они то редко разбросаны, то часты. В последнем случае они соединяются друг с другом, образуя породы, богатые пироксеном типа верлитов и даже оливиновых пироксенитов. Обычно такие скелетообразные зерна пироксена распределены без какой-либо закономерности, но иногда своим расположением обусловливают некоторую полосчатость.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, моноклинный пироксен, магнетит, серпентин.

Участки без скелетообразных кристаллов пироксена сложены только оливиновым и рудными минералами (хромит и магнетит).

В участках скелетообразных кристаллов пироксена мы наблюдаем следующее (шлиф сделан из одного скелетообразного кристалла пироксена). Пироксен образует весьма неправильные зерна в форме клиньев и полосок, распространяющихся между зернами оливина,

причем нередко пироксен то в виде клиньев вдается в зерна оливина, то в виде каемок окружает их. Зерна пироксена как бы цементируют зерна оливина, причем величина последних — мелкая и средняя, а форма — более или менее изометричная, т. е. обычного типа. Характерно, что зерна пироксена ориентированы в одном направлении, что отчетливо видно по спайности одного направления во всех зернах и по одновременному погасанию их. Количество пироксена — около 50%. Пироксен слегка разложен, что выражено побурением его, вызванным выделением окислов железа. Оливин слабо серпентизирован — развивается разность, близкая к хризотилу.

№ 391а. Габбро нормального типа.

№ 391с. Полевошпатовый пироксенит, состоящий из зерен моноклинного пироксена, различной крупности, от мелких до крупных — величиною до 2×3 см, между которыми располагаются неправильные участки, сложенные агрегатом плагиоклаза с мелкими и редкими зернами пироксена. Порода неоднородная.

Под микроскопом: минералогический состав — моноклинный пироксен, плагиоклаз, роговая обманка, окрашенная то в густозеленый, то в светлозеленый цвет, бесцветный хлорит и цоизит. Структура резко неравномернозернистая. Пироксен местами хлоритизирован, причем мелкие его зерна целиком замещены пластинками бесцветного хлорита. Плагиоклаз сильно цоизитизирован и меньше хлоритизирован. Густозеленая роговая обманка развивается на границе крупных зерен пироксена и плагиоклаза.

№ 393. Озмеевикованный пироксенит.

Темная, зеленовато-серая ясно кристаллическая порода. Текстура однородная, массивная. Структура неравномернозернистая. Отдельные зерна пироксена, достигающие 10—12 мм в длину, находятся в агрегате зерен того же пироксена, но гораздо меньших размеров.

Под микроскопом: минералогический состав — моноклинный пироксен, серпентин, серпентин-антигорит, вторичный магнетит, амфибол. Структура породы панидиоморфнозернистая. Пироксен частично переходит в антигоритовый серпентин. Некоторые участки пироксена разрушаются за счет выделения железа, сопровождающегося сильным побурением разрушаемых участков. Порода ничем не отличается от обычных пироксенитов.

d) Обнажение 298

На контакте габбро и перидотитов в россыпи встречены глыбы и куски перидотитов, в разной степени обогащенные пироксеном, крупность зерен которого сильно меняется — от едва различимых невооруженным глазом до 1 кв. см в сечении. В результате этого мы имеем породы от перидотитов, близких в дуниту, до пород типа оливиновых пироксенитов.

На фотографии (рис. 41) представлены глыбы перидотитов такого типа. На большой глыбе (слева от горного компаса) ясно виден характер и степень распределения пироксена, резко выступающего на поверхности, вследствие большей устойчивости к выветриванию.

Левая, гладкая часть глыбы представляет перидотит, близкий к дуниту обычного типа, являющийся, очевидно, той породой, в которой развиваются зерна пироксена. Для более ясного представления

о характере и распределении зерен пироксена приведем описание нескольких типичных образцов.

Описание типичных образцов

№ 298c. Перидотит, близкий к дуниту.

Темнозеленая с буроватым оттенком среднезернистая однородная порода, содержащая очень мало пироксена и довольно частую вкрапленность хромита, отдельные кристаллы которого достигают 1 кв. мм. Корка выветривания — обычная, мощность — 0,2—0,4 см.

Рис. 41. Глыбы перидотитов с неравномерным распределением скелетообразных кристаллов пироксена. Ясно заметен переход от перидотитов, близких к дуниту (левая часть глыбы), к перидотитам, сильно обогащенным пироксеном (правая часть глыбы).

Fig. 41. Blocks of peridotites with irregular distribution of skeleton-like crystals of pyroxene. Clearly visible the transition of peridotites close to dunites (left part of the block) into peridotites extremely rich in pyroxene (right part of the block).

№ 298d. Темнозеленая среднезернистая порода, подобная предыдущей, содержащая значительное количество скелетообразных кристаллов пироксена, имеющих сферическую форму и различную величину, от нескольких миллиметров до 1—2 см в диаметре. Эти кристаллы совершенно подобны тем, которые описаны в породе № 390f.

Здесь следует прибавить, что скелетообразные кристаллы пироксена содержат различное количество оливина, находящегося между отдельными частями кристалла.

Иногда количество оливина настолько незначительно, что сферические скелетообразные кристаллы пироксена оказываются состоящими почти только из одного пироксена, представляющего собою в шлифе агрегат мелких зерен, органически связанных друг с другом и являющихся одним целым.

№ 298f. Порода, подобная предыдущей, но содержащая еще большее количество пироксена, встречающегося в виде единичных кристаллов, групп кристаллов и скелетообразных кристаллов, величиною до 3 × 5 см и больше.

Распределение и частота таких кристаллов различные, иногда они так часты, что порода оказывается состоящей процентов на 50—60 из пироксена. Иногда замечается полосчатое распределение таких участков пироксена.

e) Обнажение 47

Как иллюстрацию взаимоотношения пород на контакте габбро и перидотитов можно привести обн. 47, изображенное на зарисовке (рис. 42).

Для пояснения взаимоотношений пород, довольно ясно представленных на зарисовке, дадим их краткую характеристику.

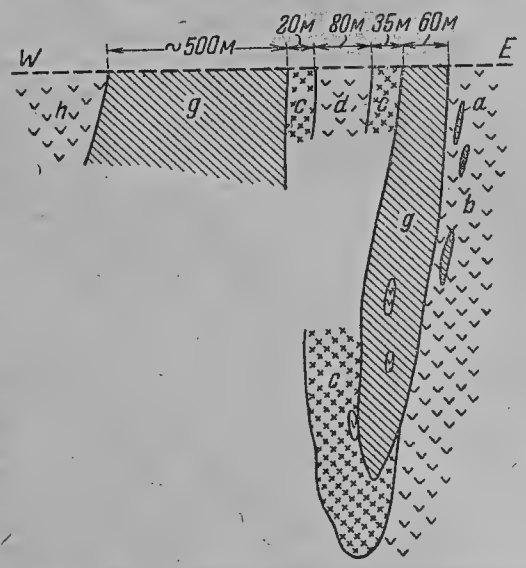


Рис. 42. Взаимоотношение пород на контакте габбро и перидотитов (обн. 47).

a—габбро, *b*—перидотит, *c*—пироксенит, *d*—дунит с участками, обогащенными пироксеном, *g*—габбро, *h*—перидотит полосчатый.

Fig. 42. Correlations of rock on contact of gabbro and peridotites (Exposure 47).

a—gabbro, *b*—peridotite, *c*—pyroxenite, *d*—dunite with areas rich in pyroxene, *g*—gabbro, *h*—banded peridotites.

№ 47a. Габбро нормальные. Породы встречаются в виде жил в перидотите, представленном образцом № 47b. Длина жил 5—20 м, мощность 1—3 м. В глубину (по падению) они выклиниваются. Иногда от них отходят апофизы мощностью 3—5 см, имеющие резкие и параллельные зальбанды, иногда проходящие вкрест сланцеватости перидотитов. Характерно, что у некоторых жил в зальбандах габбро обогащены пироксеном. Не менее характерно, что в маломощных жилках габбро также сильно обогащено пироксеном, и местами его невозможно отличить от последнего. Это же замечается и в мелких апофизах, большею частью отходящих от жил габбро. Сплошь и рядом невозможно определить, чем сложены такие мелкие жилки — пироксенитом или меланократовым габбро, особенно если учесть значительное изменение пород. В этом обнажении наряду с жилами габбро по сланцеватости перидотитов проходят частые маломощные жилки, сложенные то пироксенитом, то габбро. Иногда их состав настолько близок, что макроскопически невозможно отделить габбро от пироксенита.

В этом обнажении достаточно ясна генетическая связь пироксенитов и габбро: мы имеем довольно ясные указания на то, что жилки пироксенита являются производными жилок габбро, вследствие, очевидно, воздействия на них перидотитов.

№ 47b. Озмеевикованный и отальковaнный перидотит, в котором проходят жилки габбро и пироксенита.

Данная порода заслуживает внимания в том отношении, что в ней содержатся довольно крупные и редкие кристаллы моноклинного пироксена величиной 2—3 мм в поперечнике.

№ 47c. Крупнозернистый пироксенит обычного типа.

№ 47d. Перидотит, близкий к дуниту, в котором редко проходят жилки пироксенита, по № 47c.

В перидотите местами заметны в виде вкрапленности крупные идиоморфные кристаллы пироксена величиною до 3×10 мм. Распределение таких зерен пироксена неравномерное: они то редко разбросаны, то сгущены, причем в последнем случае содержание их достигает 50%. Местами заметно полосчатое распределение пироксена. Соотношения пироксена с оливином и его развитие, очевидно, аналогичны тому, что мы имеем в обн. 298.

№ 47g. Полосатые габбро, в которых встречаются участки перидотитов. Величина этих участков различная: 2, 5, 25 и 100 кв. м. Эти перидотиты, относящиеся к типу близких к дуниту, содержат в виде вкрапленников крупные кристаллы пироксена, подобные породе № 47d.

Распределение пироксена неравномерное — то редкое, то сгущенное. Кроме того, в перидотитах проходят тонкие жилки пироксенитов.

№ 47h. Перидотиты с полосчатой текстурой обычного типа.

Итак, изучение контактовой зоны между перидотитами и габбро показывает, что в большинстве случаев такой контакт — резкий и лишь местами представлен сложным взаимоотношением пород.

В первом случае перидотит в самом контакте ничем в сущности не отличается от перидотита, находящегося в удалении от контакта, кроме лишь сильного озмеевикования (на самом контакте обычен змеевик в виде полоски той или иной ширины), габбро также не имеет существенных особенностей.

Габбро у контакта как будто имеет несколько более сильную полосчатость и всегда сильнее рассланцовано. Местами у контакта замечаются более меланократовые разности, придающие габбро грубую такситовую текстуру.

Во втором случае мы имеем сложное взаимоотношение пород типа габбро, перидотитов и пироксенитов, причем эти взаимоотношения в общем сходны с теми, какие наблюдаются в платиноносных районах Северного Урала.

Весьма любопытно отметить, что в местах сложного взаимоотношения пород появляются участки и более или менее значительные тела дунитов и перидотитов, близких к дунитам, иногда имеющие размеры 1 кв. км, как на горе Подкова. Вокруг таких тел обычно располагаются пироксениты, иногда содержащие участки перидотитов. Местами участки дунитов (перидотитов, близких дуниту) находятся в габбро. Невольно напрашивается вопрос, на который пока ответить трудно: являются ли эти тела аналогичными тем, какие наблюдаются в перидотитовом массиве, или же их происхождение несколько иное?

3. КОНТАКТОВАЯ ЗОНА МЕЖДУ ПЕРИДОТИТАМИ И СЛАНЦАМИ — МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ

Граница между названными породами — резкая. Перидотиты в контакте подвергаются лишь сильному озмеевикованию, как уже было отмечено, захватывающему зону до 2—3 км, причем в самом контакте

развиваются сплошные темносерые и почти черные змеевики, которые местами захватывают полосу до 200—300 м (обн. 445, 439, 420, 416).

Перидотиты в контакте однородны, с обычной системой отдельностей. Они часто пересечены жилками пироксенитов, имеющих незначительную мощность и проходящих преимущественно в одном направлении, параллельно контакту, и падающих к NW под ∠70—80°.

Замечается, что в перидотитах местами более обильно развит пироксен, что нередко стоит в связи с проявлением частых жилок пироксенита.

Во многих местах непосредственно в контакте с перидотитами, вернее—с черными змеевиками, находятся сланцы (обн. 409, 416, 420, 423), в других же местах проходят оливиновые пироксениты (обн. 415) и габбро.

Между обн. 409 и 444 только в одном месте (обн. 415) выходит пироксенит, образующий небольшое тело, а на всем остальном протяжении змеевик находится непосредственно в контакте с сланцами.

Между обн. 444 и 440 по контакту змеевиков и сланцев проходит полоса, шириною примерно до 0,5 км, габбро, которые изменены и представлены роговообманковой разностью.

Между обн. 440 и 468 контакт не был изучен из-за недостатка времени, почему там и не изображены породы группы габбро, хотя последние там, по всей вероятности, имеются.

По контакту между обн. 468 и 459 коренных выходов габбро встречено не было, но в россыпи они наблюдались.

Непосредственно в контакте перидотитов и сланцев здесь проходят габбро, но из-за плохой обнаженности они не сохранились на выходах.

В обн. 473 мы имеем контакт змеевика, образованного из перидотита и роговообманкового сланца.

Контакт между обн. 473 и 134 не изучен.

На участке между обн. 134 и 74 мы имеем контакт перидотитов, измененных в змеевики, и амфиболитов. Изредка здесь появляются пироксениты в виде незначительных тел (обн. 65).

Таким образом, в контакте перидотитов и сланцев перидотиты лишь местами несколько обогащаются пироксеном; как правило же, они сохраняют состав и строение, общие с массивом, и также пересекаются жилками пироксенитов и дунитов. Перидотиты часто непосредственно находятся в контакте со сланцами и лишь местами и то в небольшом количестве между названными породами развиваются габбро и еще реже пироксениты.

4. ХРОМИТОНОСНОСТЬ ДУНИТОВО-ПЕРИДОТИТОВЫХ ТЕЛ

а) Дунитовые тела

(а также тела, сложенные дунитами совместно с перидотитами, близкими к дуниту)

Как общее правило, дунитовые тела содержат хромит в двух формах: в виде рассеянной вкрапленности и в виде сегрегаций — шлир, мелких жилок и струй. Во многих местах сегрегации хромита многочисленны, вследствие чего элювий и делювий ложков обогащены хромитовым шлихом, к которому всегда примешивается магнетит. Последний в дунитах встречается редко, но часто вкраплен

в перидотитах. Иногда хромитоносность настолько велика, что ковш делювия, взятый для промывки, дает 0,5—1 кг шлиха. Вообще нужно сказать, что хромитоносность дунитовых тел значительная.

Характер и величина сегрегаций хромита совершенно такие же, как и в платиноносных дунитах Северного Урала.

Величина сегрегаций измеряется по мощности миллиметрами, сантиметрами и редко 1—2 дециметрами, а по длине—дециметрами.

Распределение как сегрегаций, так и вкрапленности—неравномерное. Обычно мы видим в дуните редкую вкрапленность мелких зерен хромита, местами — сгущения такой вкрапленности, а местами—сплошные хромитовые шлиры и жилки с резкими контурами.

На рис. 25 и 26 (стр. 34) представлена зарисовка выделений хромита в дуните, сделанная Г. И. Персианцевым на обн. 337.

Замечается, что хромитоносность приурочена главным образом к дунитовым телам неправильной формы, а в дунитовых жилках она бедна и представлена вкрапленностью.

Совместно с хромитом, а иногда и независимо от него в дунитах встречается белый сульфид, в состав которого входят Cu, Fe, Ni, вероятно, чальмерзит. Он встречается очень редко и в небольшом количестве; только в одном месте на Рай-Из встречена довольно густая его вкрапленность.

Более или менее значительная хромитоносность встречена в дунитовых телах Гаженг-Кулига и Заячьего ручья (юго-западная оконечность массива Рай-Из). В дунитовом же теле Хором-Тага хромитоносность бедна.

Значительная хромитоносность встречена в массиве Хараматалоу, но в участках перидотитов, близких к дуниту, находящихся в контактовой зоне горы Крепость, хромитоносность бедна. Также довольно бедна хромитоносность дунитовых тел в контактовой зоне горы Подкова.

Значительная же хромитоносность встречена в дунитовых телах в районе р. Хойла, а именно в дунитовом теле обн. 354 и обн. 360—363.

Из сравнения степени хромитоносности тел, находящихся в контактовой зоне (с развитием пироксенитов и меланократовых габбро), с телами, находящимися вне контактовой зоны, следует, что последние богаче хромитом.

b) Перидотитовые тела

В перидотитах хромит встречается редко и в малом количестве. Он всегда уступает по количеству магнетиту и лишь иногда преобладает над последним. Магнетит вообще характерен для перидотита и встречается в виде вкрапленности.

Местами хромит встречается в виде линзовидных тел длиною до 10 м и мощностью до 3—4 м.

5. ГАББРО-КВАРЦЕВО-ДИОРИТОВОЕ ТЕЛО

Породы ряда габбро-кварцевого диорита, как уже было отмечено выше, развиты наиболее сильно в рассматриваемом нами плутоническом комплексе. Эти породы слагают полосу шириною в 15—20 км, расположенную с восточной стороны перидотитовых тел и далеко уходящую от последних как к северу, так и к югу. Нашими исследова-

ниями полоса описываемых пород охвачена лишь частично и только в одном месте, по р. Конгор, она вся пересечена маршрутом. Здесь ширина полосы — около 14 км. Внутреннюю структуру комплекса габбро-кварцевых диоритов на основании нашего материала разработать трудно; можно лишь охарактеризовать комплекс и попытаться установить его взаимоотношения с перидотитами.

Ясно замечается, что увеличение кислотности пород идет с запада на восток, что кварцевые диориты занимают крайнее восточное положение, но нельзя сказать, чтобы такое распределение было вполне закономерным и изменение состава было постепенным. В некоторых местах замечается, что вблизи с перидотитами расположены более кислые породы, а в удалении от последних — более основные.

Узкая (1—5 км) полоса габбро, прилегающая к перидотитам, сложена главным образом нормальными габбро и роговообманковыми габбро, причем последние являются производными тех же нормальных габбро. В меньшем количестве встречаются габбро-диориты и оливиновые габбро, причем закономерности в распределении этих разновидностей, как было уже указано, подметить не удалось. Иногда непосредственно в контакте с перидотитами находятся габбро-диориты. Но в общем замечается такое расположение пород: оливиновое, нормальное и роговообманковое габбро обычно располагаются вблизи контакта с перидотитами. Далее от перидотитов располагаются габбро-диориты, еще далее сменяющиеся кварцевыми диоритами. Последние две разновидности встречены в значительном количестве по р. Конгору, причем габбро-диориты начинаются сразу же (может быть, спустя лишь 1—2 км) по выходе р. Конгор из перидотитового массива, а кварцевые диориты — примерно в 10 км от того же места.

Габбро-кварцево-диоритовое тело не однородно по строению, что зависит прежде всего от разнообразных представителей данной группы, от их текстуры, изменения и наличия жильных пород. Изменение состава от оливиновых габбро до кварцевых диоритов и неравномерное содержание цветных компонентов, естественно, обусловливают неоднородность строения тела.

Полосатая текстура габбро имеет обычный тип и является характерной для описываемого тела. Направление полосчатости примерно отвечает общему направлению перидотитового тела. Нередко текстура группы габбро-кварцево-диорита атакситовая, обусловленная неправильным распределением меланократовых и лейкократовых участков.

Породы сильно динамометаморфизованы, местами с обильным развитием роговой обманки, вследствие чего данные породы переходят в амфиболиты. Сильно динамометаморфизованные габбро распределены неравномерно, они имеют форму линзовидно вклинивающихся полос.

а) Жильные породы габбро-кварцево-диоритового тела

В данном теле встречены жилы диабазов, микродиорита, гранита, плагиогранита, гранодиорита, плагиоаплитов и плагиоклазитов. Все эти жильные породы могут быть разбиты на три типа: жилы диабаза, в краевых частях представленного порфиритом, жилы типа

диорита и жилы аплита и плагиоаплита, причем последние вследствие взаимодействия с породами группы габбро дали следующие разности: гранит, плагиогранит, гранодиорит и плагиоаплиты.

Характерно, что жильные породы последних двух типов, а именно микродиориты, граниты, плагиограниты, плагиоаплиты и плагиоклазиты встречаются в одних и тех же обнажениях. Они нами встречены в обн. 27 и 28, по левую сторону р. Конгор, примерно в 3 км по выходе последней из перидотитового массива. Как видно на фотографии (рис. 43), названные породы в виде системы более

Рис. 43. Серия жил гранитов, плагиоаплитов и плагиоклазитов в габбро-диорите.

Fig. 43. A series of veins of granites, plagioaplites and plagioclasites in gabbro-diorite.

или менее параллельных тонких жил проходят по сланцеватости габбро-диорита, т. е. в направлении NE 40° при вертикальном падении. Они выдерживаются на протяжении около 30 м (далее скрываются под наносами) и захватывают полосу, шириною метров в 20—25. Мощность жил меняется от 1 см и менее до 10—20 см, с раздувами до 50 см.

Указанная серия жил представлена главным образом микрогранитом, гранитом, плагиогранитом, плагиоклазитом и плагиоаплитом, которые, несомненно, являются производными из одной лейкократовой магмы, инъецированной в габбро-диориты и приобретшей вследствие взаимодействия с последними те или другие изменения в минералогическом составе, что замечается в пределах одной и той же жилки. Эти жилки неоднократно меняются не только по составу, но и по структуре, от мелко- до крупнозернистой.

В гораздо меньшем количестве встречаются темносерые мелкозернистые микродиоритовые жилки, проходящие в том же направле-

нии либо отдельно от предыдущих жилок, либо в тесной связи с ними. Некоторые микродиоритовые жилки в зальбандах имеют полоски плагиогранита. Судя по взаимоотношению меланократовых и лейкократовых жилок, следует, что последние образовались после первых, но, по всей вероятности, перерыв был весьма незначительный. Мощность микродиоритовых жил такая же.

Лейкократовые жилки плагиоаплита наблюдаются и в других местах габбрового тела, но встречаются довольно редко. Так же редко встречаются жилы габбро-пегматитов, причем те и другие так же придерживаются плоскостей отдельности.

Диабазы, встреченные в теле габбро-кварцевого-диорита, подобны тем, какие были описаны в перидотитовом теле, и, очевидно, одновременны по образованию.

Диабаз, встреченный в обн. 29, образует жилу мощностью около 12 м, проходящую в габбро-диорите в направлении NE 45° при падении 80° к NW, т. е. по плоскости отдельности. Диабаз имеет хорошо выраженную шаровую отдельность, а также отдельности: NW 330° ∠ 55—60° SW и N—S ∠ 40° E.

Строение жилы таково: средняя часть жилы — мелкозернистый, равномерно-раскристаллизованный диабаз (29a). Края: a) тонкозернистый с порфировой структурой диабаз мощностью 0,2—0,3 м; b) плотный афанитовый диабаз, иногда с явно порфировой структурой—диабазовый порфирит (№ 29в) мощностью 0,01—0,02 м. Последняя разновидность находится у самого контакта с габбро-диоритом и имеет весьма резкий зальбанд.

Основная масса этой породы — слабо девитрофицированное стекло.

Цвет породы меняется от зеленовато-серого в средней части до темносерого, почти черного в краях.

Кроме названной жилы, рядом проходят более тонкие жилы мощностью от 0,01 до 0,50 м, представленные либо более мелкозернистым диабазом под № 29a, либо порфиритом под № 29b.

Здесь же встречаются жилы микродиоритов и плагиоаплитов, также проходящие по сланцеватости. Те и другие местами рассланцованы. В местах частого проникновения названных жил габбро-диориты приобретают полосчатую текстуру.

Из жильных пород, кроме того, следует упомянуть о жиле мощностью 2—3 м кварцевого диорит-порфирита (обн. 34) и о жиле гранодиорита (обн. 35) мощностью от 1 до 20—30 см.

Та и другая жилы проходят в габбро-диоритах по отдельности направления NE.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Данный очерк отнюдь не охватывает все разнообразие пород, развитых на Полярном Урале в районе описываемого перидотитового массива. Как нами было уже отмечено, главное внимание было обращено на перидотитовые тела, а породы группы габбро, примыкающие к перидотитам, с юго-востока, были исследованы лишь бегло и только в части, непосредственно прилегающей к перидотитам. Метаморфические и кристаллические сланцы, ограничивающие габбро-перидотитовые массивы с северо-запада, исследованы еще более бегло.

Породы описываемого района прежде всего разбиваются на две группы: породы габбро-перидотитового массива и породы, вмещающие названный массив.

А. ПОРОДЫ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА

Породы данной группы могут быть разбиты на следующие подгруппы: ультраосновные (бесполевошпатовые) породы, представленные дунитами, перидотитами, пироксенитами и горнблендитами; полевошпатовые глубинные породы, представленные группами габбро и диорита, и жильные породы, представленные многими разновидностями.

1. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ (БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ) ПОРОДЫ

Громадный массив Пай-Ер, как было сказано выше, сложен ультраосновными породами, из которых резко преобладают гарцбургиты, а другие породы перидотитовой группы им сильно уступают. Лерцолиты и верлиты, а также дуниты ничтожны по распространению в сравнении с гарцбургитами, причем дуниты несколько преобладают над лерцолитами и верлитами. Пироксениты также являются мало распространенными породами, что было отмечено в геологическом очерке, а горнблендиты встречены лишь в нескольких местах; они являются производными из пироксенитов.

1) Дуниты

(Образцы №№:[1] 17b, 22/1, 22/4, 22/5, 22/7, 22/8, 22/10, 22/17, 22/18b, 22/19, 51/13b, 51/14, 51/34, 51/35, 51/40a, 51/44, 51/45, 51/46, 51/49, 51/52, 51/53, 76a, 76b, 81, 89, 90a, 114b, 129b, 132b, 139b, 151a, 152b, 160a, 161a, 162b, 219a, 220b, 233/6, 233/10, 233/14, 272, 319a, 354, 361, 379a, 400a, 210b, 450b, 463, 464)

Наиболее свежие разности дунитов представлены темнозелеными и зеленовато-серыми породами, имеющими средне- и крупнозернистую, реже мелкозернистую структуру. Иногда наблюдаются весьма крупнозернистые разности с величиной отдельных зерен оливина до 10 см в поперечнике. Таким образом, величина зерен оливина меняется в широких пределах — от 0,5 мм и менее до 10 см. Чаще же она около 1—5 мм в поперечнике. Мелкозернистые дуниты представлены плотными однородными породами, имеющими неровный излом.

Уже при макроскопическом просмотре описываемых пород бросается в глаза характерная особенность оливина некоторых дунитов Полярного Урала — это наличие резко выраженной спайности, переходящей в отдельность. Окраска и общий облик дунитов несколько изменяются вследствие разложения пород. Появляется обычная для дунитов бурая корка выветривания, достигающая иногда до 1,5—2 см (№ 361a), но обычно она более тонкая — 3—5 мм. На фоне этой бурой корки ясно выступают небольшие зерна хромита, частое при-

[1] №№ обнажений и образцов одни и те же. Несколько образцов, взятых из одного и того же обнажения, обозначаются буквами.

сутствие которых в виде вкрапленности характерно для всех разностей дунита. Озмеевикование также сильно сказывается на облике породы, причем дуниты, в которых развивается хризотиловый серпентин, приобретают местами некоторую волокнистость на изломе, жирный блеск и не имеют ясно зернистой структуры первичной породы.

Породы же, в которых развивается антигоритовый серпентин, наоборот, сохраняют зернистую структуру. Последняя становится даже еще сильнее выраженной вследствие наличия антигоритовых чешуек, заместивших отдельные зерна оливина.

Некоторые разности дунитов приобретают темносерую, почти черную окраску вследствие выделения большого количества магнетита, связанного с озмеевикованием оливина. Разности, в которых магнетит окислен до бурого железняка, приобретают бурый оттенок. Этому же процессу в значительной степени обязано появление бурой корки выветривания.

По минералогическому составу дуниты являются типичной мономинеральной породой, состоящей из одного оливина. В незначительных количествах, в качестве второстепенного компонента, почти всегда в дунитах встречаются хромит, магнетит и шпинель и очень редко отдельные зерна ромбического и моноклинного пироксена. Обычным спутником оливина является серпентин, форма и степень развития которого сильно изменчивы. В качестве вторичных минералов, кроме того, наблюдаются хлорит, тальк, карбонат и магнетит, которые развиты гораздо слабее серпентина.

Структура дунитов в большинстве случаев панидиоморфнозернистая, но некоторая часть дунитов характерна неправильными формами зерен оливина. Наряду с более или менее изометричными зернами наблюдаются зерна оливина с весьма извилистыми очертаниями, образующими выступы, бухты и т. п., и часто охватывающие своими языками более правильные изометрические зерна. Эта структура не нарушается ни вкрапленностью хромита и магнетита, ни одиночными зернами пироксена и часто может наблюдаться даже и в значительно озмеевикованных разностях. Иногда наблюдаются включения небольших зернышек оливина в зерна хромита. Но, несмотря на это, порядок выделения минералов из магмы остается следующим: хромит — магнетит, оливин, пироксены.

Оливин под микроскопом бесцветен и совершенно прозрачен. Часто наблюдается спайность по [010], которая иногда выражена очень резко и имеет характер отдельности (обр. №№ 22/5, 51/44, 51/53, 114b, 233/6, 354, 379a). Иногда трещины спайности заполняются вторичным рудным минералом. Наличие резкой спайности при одновременном погасании разрозненных частей одного и того же зерна дает возможность легко установить границы первичных зерен, несмотря на сильное озмеевикование пород. В качестве включений в зернах оливина часто присутствует хромит.

В давленных разностях дунитов зерна оливина несут следы механической деформации. Они изогнуты, расщеплены с краев и обладают облачным погасанием. Многие разности подвержены столь сильному давлению, что часть зерен оливина приобрела столбчатое погасание, подобное погасанию, обычно наблюдающемуся в сильно давленных кварцитах. Часто намечается вполне ясное сдвойникование под влиянием давления.

Измерение зерен оливина дало следующие результаты:

2v	Ng — Np	№№ шлифов
88°+	0,030	233/6
89°+	0,032	139a

Сильное изменение оливина происходит в результате весьма развитых процессов змеевикования и отальковывания, которые будут описаны ниже.

Магнит, хромит и шпинель. Эти минералы, как было указано, являются обычной составной частью дунитов.

Большое распространение имеет хромит, наблюдающийся в двух разновидностях. Чаще всего хромит непрозрачен и встречается в виде отдельных кристалликов и зерен, беспорядочно разбросанных в породе. Формы его приближаются в сечении к идиоморфным ромбам, но чаще последние сильно оплавлены и углы их значительно притуплены. Иногда наблюдаются скопления неправильных зерен различной величины (№ 89b). Вторая разновидность хромита под микроскопом просвечивает красно-бурым цветом. Обычно просвечивающая часть находится в центральных частях зерен, а по периферии располагаются непрозрачные каемки, причем границы между последними и прозрачным веществом неправильные. Замечается, что непрозрачное вещество вдается в прозрачное. Иногда просвечивающееся вещество располагается по краям зерен.

Вероятнее всего, хромит представляет собою изоморфную смесь магнетита, хромита и шпинели, которая в породах представлена различно; непрозрачные зерна и части последних: магнетит — хромит, прозрачные: хромит — шпинель. Прозрачность хромита, вероятнее всего, объясняется значительной примесью шпинели. Весьма вероятно, мы имеем дело также и с образованием хромита за счет первичной шпинели — пикотита.

Иногда в хромите наблюдаются включения оливина, который, превращаясь в серпентин, обусловливает образование трещин в рудных зернах. Дальнейшая же серпентизация приводит не только к расширению трещин, но и к разрушению зерен хромита, превращая его в пылевидный рудный агрегат.

Моноклинный пироксен встречается в дунитах очень редко и в весьма незначительном количестве (1—2 зерна в шлифе). Он образует небольшие неправильные зерна, зажатые между зернами оливина.

Измерения его дают следующие результаты:

$$2v = +60°, +64°;\ Ng - Np = 27;\ \angle Ng\ [001] = 36—48°.$$

Обычно он сильно подвержен серпентизации, идущей главным образом по трещинам спайности.

Ромбический пироксен имеет такое же незначительное распространение в дунитах, как и моноклинный. Форма его зерен и соотношение с зернами оливина такие же.

Оптические константы: $2v = +84°$; $Ng - Np\ [001] = 0°$.

Серпентин является главным продуктом изменения оливина — процесса, широко развитого в ультраосновных породах нашего района. Независимо от степени изменения дунита, преобладает одновременное развитие хризотила и антигорита. Но встречаются породы, где антигоритовый серпентин преобладает над хризотиловым, а иногда и такие, где исключительно развит антигорит (№№ 89b, 220b, 272).

Степень озмеевикования описываемых дунитов весьма различна. В большинстве случаев породы озмеевикованы на 50%. Нередко озмеевикование выражено гораздо сильнее, причем в этих сильно озмеевикованных разностях первоначальную структуру породы уже нельзя различить.

По степени озмеевикования изученные дуниты можно разделить следущим образом:

1. Малоозмеевикованные дуниты с количеством серпентина до 30%, представленные следующими образцами: №№ 22/1, 22/5, 22/7, 22/17, 51/35, 51/44, 51/49, 76a, 89b, 132b, 151a, 379a, 464.

2. Среднеозмеевикованные дуниты—количество серпентина колеблется от 50 до 70%. Эти разности встречаются чаще, чем все другие, и представлены следущими образцами: №№ 17b, 22/4, 22/10, 22/19, 51/40b, 51/53, 79b, 81, 84, 114b, 129b, 139a, 160a, 162b, 219, 361, 410b, 450b.

3. Сильноозмеевикованные дуниты, в которых количество серпентина больше 70%, встречаются реже, чем последние две разновидности. Они представлены следующими образцами: №№ 22/18, 51/13в, 51/34, 51/52, 90, 161a, 233/14, 272, 354, 463.

В некоторых малоозмеевикованных разностях дунитов количество серпентина до 5% и несколько меньше. Особенностью этих разностей является наличие следов весьма сильного давления. Зерна оливина обладают весьма резким столбчатым погасанием, характерным для катакластических пород. Наблюдается появление грануляции. По некоторым трещинам идет развитие антигорита (№№ 22/8, 200). Подробности характеристики этих пород указаны при описании отдельных образцов ниже (см. описание образца № 22/8).

В малоозмеевикованных разностях серпентин развивается в первую очередь по границе между зернами оливина и по трещинам в последних. Он развивается в форме обычных извилистых прожилок, имеющих разные направления и обусловливающих сетчатую структуру. И те и другие прожилки следует отнести к достаточно мощным.

Более мощные прожилки, очевидно, подчинены трещинам разлома, отвечающим общей сланцеватости пород. В противоположность типичному хризотиловому серпентину, в прожилках описываемого серпентина совершенно неразличимы волоконца. Лишь в редких случаях, при весьма большом увеличении, удается разглядеть слабые трещинки отдельности, перпендикулярные направлению жилки. Более часто наблюдается наличие небольших канальцев в жилках серпентина, располагающихся в середине жилок; они, очевидно, служили путями для циркулировавших растворов, вызывавших серпентизацию.

Очень часто вместо правильных по ширине жилок, характерных для хризотилового серпентина, мы наблюдаем отдельные неправильные жилки: волнистые, утончающиеся к концам и расположенные внутри зерен оливина без вышеописанных канальцев. Подобный облик и расположение чрезвычайно близки по свойствам к антигориту и заставляют относить описываемый серпентин ближе к последнему.

В более сильно озмеевикованных разностях замещение оливина происходит за счет образования более широких и ближе расположенных прожилок. Остатки оливина представлены небольшими угловатыми зернами, расположенными в беспорядке среди густой сетки серпентина. Очень часто наблюдаются отдельные зерна, где оливин совершенно замещен серпентином.

Под микроскопом серпентин прозрачен; чаще всего имеет светлые желтоватые и зеленоватые оттенки. Изредка наблюдается незначительный плеохроизм — чуть зеленоватая окраска (перпендикулярно направлению жилки) и слабожелтоватая (параллельно последней).

В серпентине большей части дунитов, в противоположность серпентинам перидотитов (особенно богатых Fe—гарцбургитов), наблюдается незначительное отложение вторичных окислов железа. Лишь местами наблюдаются побурение и небольшое скопление рудной пыли за счет разложения оливина и раздробления рудных минералов (хромита и магнетита).

В некоторых дунитах наблюдается обратное явление: сильное обогащение серпентина окислами железа. Последнее проявляется в сильном побурении серпентина за счет развития бурых окислов железа или почернение его за счет содержания магнетита в виде тончайшей пыли. В последнем случае обычно замечаются и более низкие цвета интерференции серпентина.

Как было упомянуто раньше, среди дунитов Полярного Урала выделяются разности, где серпентин представлен главным образом антигоритом. Последний чаще всего наблюдается в виде длинных узких иголочек, часто собранных в радионально-лучистые и сноповидные агрегаты. Развитие антигорита приурочено главным образом (особенно в начале озмеевикования) к границам зерен оливина. Отсюда происходит рост иголочек антигорита в центральные части оливиновых зерен. К границам зерен также приурочены центры сноповидных агрегатов, которые образуются скоплениями отдельных иголочек антигорита. Внедрение этих иголочек в оливиновые зерна сильно меняет облик породы и обусловливает превращение зерен оливина в игольчатый и бахромчатый агрегат, хорошо наблюдаемый под микроскопом.

В целом ряде разностей серпентизированных дунитов, в особенности где антигорит принадлежит к более поздним генерациям, наблюдается приуроченность антигорита к определенным трещинам и жилкам. В них так же хорошо выражен центральный каналец, но вместо небольших волоконец развиваются антигоритовые иголочки, также расположенные перпендикулярно к направлению жилки, и вместо магнетита, выполняющего канальцы в хризотило-антигоритовых жилках, наблюдаются скопления карбоната (отдельные детали структурных соотношений этих минералов отмечены при описании шлифа № 233/10).

Иногда наблюдается образование отдельных иголочек антигорита в центральных частях зерен оливина, явление, отмечавшееся Б. П. Кротовым (3) и служившее одной из предпосылок для предположения о существовании магматогенного серпентина. В описываемых дунитах такое явление наблюдается редко. В подавляющем большинстве случаев замечается приуроченность антигорита к границам зерен оливина, к трещинам в этих зернах, по которым циркулировали растворы.

Кроме игольчатого антигорита, наблюдается и другая разновидность его, близкая к брусчатой или пластинчатой, встреченная в дуните из обн. 463, где агрегаты антигорита сложены из хорошо образованных пластинок, при всех тех же особенностях, сопровождающих образование антигоритового серпентина. Наличия и сколько либо сильного развития мелкочешуйчатого антигорита в дунитах, в противоположность перидотитам, не наблюдается. Лишь изредка он образует мелкие жилки, пронизывающие породу по системе параллельных трещинок. Иногда он образует небольшие участки в дунитах, где развиты игольчатый и пластинчатый антигорит. Вообще необходимо отметить отсутствие разностей с резко обособленной одной разновидностью. Обычно наблюдается переход одной разновидности антигорита в другую.

Попытка проследить приуроченность определенной разновидности серпентина к определенным разностям дунитов дала следующие результаты.

1. Обычно развитие антигорита приурочено к сильно давленным разностям дунитов, причем все же для наиболее сильно давленных разностей характерна меньшая степень развития антигорита, чем хризотила.

2. Наличие резкой сланцеватости не играет особенного значения для развития антигорита, так как последний, благодаря своей исключительно большой кристаллизационной силе, растет в оливине, как в жидкой среде, и образует иголочки и пластиночки под различными углами к направлению сланцеватости и к трещинам отдельности.

3. В случае наличия нескольких генераций серпентина антигорит относится к наиболее поздней.

Наличие нескольких генераций серпентина встречается в дунитах Полярного Урала довольно часто. Это выражено наиболее четко в следующих образцах: №№ 51, 40a, 79b, 81, 84, 139a, 160a, 162b, 220b, 233/6, 357, 361, 410b.

Серпентин более поздней генерации обычно обладает более низкими цветами интерференции, приближаясь иногда к изотропному. Детали соотношений различных генераций серпентина ясно выражены в образце № 233/10, описание которого приводится ниже.

Серпентин образуется также и за счет замещения пироксена и тремолита, встречающихся в небольшом количестве в дунитах нашего района. Иногда наблюдаются ясные псевдоморфозы серпентина по тремолиту, причем сохраняются не только спайности, но и небольшой угол погасания.

Вторичный магнетит, как было описано выше, имеет особенно большое развитие в дунитах.

В большинстве таких пород магнетит приурочен к центральным частям жилок серпентина, в которых он, в виде полосок, состоящих из сгущенных пылевидных зернышек, проходит преимущественно в одном направлении, подчеркивая направление главной системы трещин, по которым шло развитие серпентина. Значительная же часть магнетита распылена в массе серпентина. Иногда в распределении вторичного магнетита наблюдается иная закономерность, а именно: он отлагается по краям первичных зерен оливина или их остатков, образуя каемки, которые при увеличении озмеевикования полностью замещают оливин. Таким путем образуются псевдоморфозы магнетита по оливину, ясно наблюдаемые в следующих разностях дунитов: 233/15, 139b, 233/6.

Отмеченные выше значительные выделения магнетита не зависят от разновидности серпентина. При наличии антигоритового серпентина магнетит заполняет промежутки между чешуйками и иголочками антигорита.

Тремолит не имеет сильного развития в дунитах нашего района. Он встречается редко и в небольших количествах. Обычно он образует удлиненные тонкопризматические кристаллы, лежащие среди зерен оливина или скоплений серпентина.

Тремолит под микроскопом совершенно бесцветен и прозрачен. Иногда тремолит слабо озмеевикован, что выражено в виде жилок серпентина, пересекающих кристаллы тремолита. Некоторые кристаллики целиком замещены змеевиками. Чаще же тремолит переходит в тальк.

Тальк в дунитах нашего района развит незначительно. Лишь в одном образце (№ 51/53) встречено сильное развитие талька, происходящее за счет изменения оливина. В других же случаях тальк встречается в виде отдельных чешуек, чаще всего вместе с тремолитом.

Небольшие чешуйки талька обычно под микроскопом прозрачны и бесцветны и обладают высокими цветами интерференции. Очень часто пластинки талька сильно загрязнены рудными минералами, образующими каемки у краев пластинок. Вообще характерно, что пластинки и скопления талька приурочены к разрушившимся первичным рудным зернам. В некоторых случаях наблюдается образование талька за счет серпентина.

Хлорит, наблюдающийся в дунитах Полярного Урала, относится к следующим двум видам:

1. Весьма часто наблюдается хлорит, образующий агрегаты мало индивидуализированных чешуек вокруг зерен хромита, центральные части которого обогащены шпинелью-пикотитом или представляют собою остатки шпинели, переходящей в хромит. Возможно, что здесь мы имеем образование хлорита за счет глинозема, выделяющегося при разложении пикотита, и перехода его в хромит. Характерно, что эта хлоритовая кайма тем шире, чем больше оторочка непрозрачного вещества — хромита — вокруг прозрачной центральной части.

2. Хлорит в виде более или менее хорошо развитых пластинок приурочен к жилкам и участкам серпентина (обычно антигорит). Он встречается в скоплениях антигорита или заполняет промежутки между отдельными иголочками в его сноповидных агрегатах (№ 463).

Характерно, что к участкам и жилкам, в которых образуется хлорит, почти всегда приурочены жилки карбоната. Часто наблюдается пересечение пластинок хлорита жилками серпентина, указывающее на более позднее отложение последнего.

Иногда хлорит приурочен к серпентину, представляющему смесь хризотила-антигорита. Он приурочен непосредственно к жилкам серпентина и лежит на некотором расстоянии от центральных каналов, проходящих посредине серпентиновых жилок, отличаясь от вмещающего его серпентина по знаку удлинения и по бо́льшему преломлению. В общем хлорит является несколько более поздним образованием, чем серпентин первой фазы, так как несомненно, что озмеевикование продолжалось и после образования хлорита, т. е. процесс серпентизации был весьма длительным.

Карбонат чаще всего образует неправильные жилки, секущие скопления серпентина или приуроченные к центральным участкам серпентиновых жилок. В дунитах, где развит антигоритовый серпентин, карбонат образует с ним взаимные прорастания (233/10).

Описания типичных образцов

№ 22/8. Дунит давленный.

Макроскопически: темносерый с зеленоватым оттенком, разбит параллельными трещинами.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, хромит, серпентин (антигорит). Порода относится к весьма сильно давленным и малоозмеевикованным разностям дунита.

Оливин образует сравнительно изометрично развитые или несколько вытянутые зерна. Сильное давление выражается в резком столбчатом погасании как отдельных зерен оливина, так и целых участков, сложенных оливиновыми зернами. Все зерна оливина сильно разбиты трещинами. Кроме того, наблюдается ряд трещин, проходящих через всю породу, к которым приурочено незначительное развитие антигоритового серпентина. Между крупными зернами оливина наблюдаются скопления его мелких зерен, образовавшиеся, вероятно, вследствие грануляции.

№ 81. Дунит.

Макроскопически — темносерая плотная порода с несколько зеленоватым оттенком. Хорошо развита бурая корка выветривания, в которой хорошо различимы небольшие кристаллики хромита и тоненькие жилки змеевика, идущие более или менее параллельно. В некоторых местах на поверхности бурой корки наблюдаются примазки офита.

Под микроскопом: минералогический состав: оливин, хромит, серпентин (хризотил и антигорит).

Структура породы несколько неравномернозернистая, но близкая к панидиоморфнозернистой. Детали структуры неразличимы из-за значительной серпентизации, захватившей породу на 45—50%. Наблюдаются две генерации серпентина. Первая, образующая неправильную сетку — хризотила и антигорита, и вторая, представленная тоненькими жилками, идущими более или менее параллельно и секущими хризотил — антигоритовую сетку. Серпентин второй генерации также близок к смеси хризотила и антигорита, но обладает значительно менее низкими цветами интерференции. Часто наблюдаются скопления серпентина первой генерации, образующие псевдоморфозы по оливину. Наблюдается значительное обогащение серпентина окислами железа, как магнетитовой пылью, так и бурыми гидратами, окрашивающими отдельные участки серпентиновых жилок. Хлорит представлен хорошо развитыми пластинками среди зерен оливина или в скоплениях и жилках серпентина. В скрещенных николях он обладает зеленовато-серым цветом интерференции. Часто наблюдается приуроченность пластинок хлорита к рудным зернам, разрушенным с краев.

№ 233/10. Дунит.

Макроскопически—это довольно плотная зеленовато-темносерая порода с более или менее гладким изломом, на котором можно заметить очень частые, мягкие, блестящие, жирноватые чешуйки антигорита и отдельные более крупные, с хорошей спайностью зерна оливина.

Корка выветривания развита незначительно и характерна небольшими примазками серпентина.

Под микроскопом порода представлена оливином, хризотиловым и антигоритовым серпентином и хлоритом. Оливин представлен более или менее изометричными зернами, сильно трещиноватыми и пересеченными хризотил-антигоритовыми жилками, образующими неправильную сетку. В одном направлении намечаются более мощные жилки. Вся эта сеть сильно окрашена бурыми гидратами железа. По отдельным трещинам в породе образуется антигоритовый серпентин в форме бахромчатого агрегата, расположенного перпендикулярно к направлению жилки; развиваясь, он проникает между границами зерен, образуя отдельные скопления, замещающие оливин. Таким образом, большинство зерен оливина, разбитых сеткой хризотил-антигорита, отделены друг от друга агрегатом антигорита. Последний в отличие от хризотил-антигорита совершенно лишен окрашивающих бурых окислов железа и образует прорастания с карбонатом. Скопления карбоната наблюдаются еще и в канальцах, от которых идет рост иголочек, но большее количество его появляется в участках, смежных с антигоритом, с которым он образует тесные прорастания. Хромит в виде идиоморфных, несколько оплавленных зерен приурочен к границам оливиновых зерен. Его очень мало, и кристаллики не велики.

№ 51/53. Отальковaнный дунит.

Макроскопически: буровато-зеленая порода, разбитая отдельностью.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, хромит, серпентин, хризотил и антигорит, тремолит и тальк. Оливин представлен угловатыми зернами, лежащими в хризотил-антигоритовой сетке. Тальк образует значительные скопления, к которым часто приурочены отдельные столбики тремолита. Наблюдается в отдельных случаях переход серпентина в тальк и развитие талька за счет оливина. Хромит встречается в виде неправильных зерен.

2) Перидотиты

В эту группу выделены породы, состоящие из оливина и пироксена, причем количество последнего весьма изменчиво. Наблюдается непрерывный ряд от типичных дунитов, где пироксен встречается в виде одиночных зерен (в количестве не более 1—2%), до перидотитов, содержащих 60% пироксена. Для удобства изучения перидотиты, содержащие до 10% пироксена, выделены нами в особую группу перидотитов, близких к дунитам. Тесная генетическая связь перидотитов с дунитами, более или менее общие условия метаморфизма обусловили сходство в процессах и продуктах изменения перидотитов и дунитов. Как для тех, так и для других пород типичными процессами метаморфизма являются озмеевикование, отальковaние, развитие карбоната, хлорита, вторичного магнетита.

Характерной особенностью описываемых перидотитов, отличающей их также от перидотитов Северного Урала, является постоянное резкое преобладание оливина над ромбическим и моноклинным пироксенами. Количество пироксена варьирует от 3—4% в перидотитах, близких к дунитам, до 45—50% в прочих разностях и очень редко превышает количество оливина.

а) Перидотиты, близкие к дунитам

(Образцы №№ 22/6, 22/12, 51/3а, 51/10, 51/22, 51/27а, 51/28, 51/39, 51/42, 51/50, 61/9, 71, 96, 140, 151b, 156, 163а, 184, 194, 198, 215, 233/1, 233/2, 233/15, 233/24а, 253а, 285, 290, 301, 311, 330, 332, 348, 355, 366, 376а, 34, 385, 408, 434, 436а, 447, 452, 474)

Как было указано, эти перидотиты совершенно условно выделены в отдельную группу из-за весьма низкого содержания пироксена, вследствие чего они близки к дунитам, что и отражено в их названии.

Главные компоненты их минералогического состава совершенно те же, что и обычных перидотитов. Пироксен представлен как ромбической, так и моноклинной разностями, причем первая несколько больше распространена. От дунитов описываемые породы отличаются лишь несколько большим количеством пироксенов. Наличие в качестве единственного основного процесса изменения — серпентизации, отсутствие продуктов отальковання и тремолитизации дополнительно подчеркивают близость этих перидотитов к дунитам. Характерно, что пироксен, несмотря на свое небольшое количество (чаще одно-два зерна на весь шлиф), сохраняет свои неправильные очертания, типичные для перидотитов.

Степень озмеевикования описываемых перидотитов, близких к дунитам, различная. Чаще встречаются среднеозмеевикованные (количество серпентина колеблется около 50% или несколько меньше). Редко наблюдаются малоозмеевикованные (серпентина до 10—15% — №№ 51/22, 51/27, 436а) и еще реже сильнозмеевикованные (серпентина больше 70% — №№ 253а, 408). Развивающийся в описываемых породах серпентин чаще представлен хризотилом и антигоритом. Редко развивается антигорит, встреченный в сильно давленных разностях перидотитов, где зерна оливина изогнуты и частью раздроблены.

Необходимо отметить значительно большую по сравнению с типичными перидотитами изометричность оливиновых зерен, обусловливающую структуру, близкую к панидиоморфнозернистой. Здесь однообразие структуры не нарушается неправильными формами пироксена, что является характерным для описываемых ниже гарцбургитов.

Оптические константы:

моноклинного пироксена: $2v = +60°$, $+64°$; $\angle Ng\,[001] = 43—47°$; $Ng - Np = 0{,}028$

ромбического пироксена: $\angle Ng\,[001] = 0°$; $Ng - Np = 0{,}009$.

Описание типичных образцов

№ 272. Перидотит, близкий к дуниту.

Макроскопически: плотная зеленовато-темносерая порода ясно кристаллической структуры с небольшой светлобурой коркой выветривания. Излом неровный, несколько занозистый.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, рудный минерал, серпентин-антигорит, тремолит, вторичный магнетит. Порода несколько давлена и сильно озмеевикована. Формы развития антигорита целиком аналогичны ранее описанным при характеристике антигорита в дунитах. Характерны главным образом иголочки, чешуйки, собранные в сноповидные агрегаты. Оливиновые зерна имеют бахромчатые очертания, обусловленные развитием с периферии по различным направлениям антигоритовых иголочек. Иногда

развитие антигорита приурочено к определенным жилкам, в сторону от которых и растут иголочки антигорита. Очевидно, что мы здесь имеем приуроченность жилки к ранее существовавшим трещинам. Рудный минерал образует зерна более или менее правильной формы и подвергается сильному разрушению с краев.

№ 151b. Тремолитизированный перидотит, близкий к дуниту.

Макроскопически: светлая зеленовато-серая среднезернистая порода, с редкой вкрапленностью магнетита. Корка выветривания имеет мощность около 0,4 см.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, моноклинный пироксен, тремолит, серпентин-антигорит, рудный минерал.

Оливин образует более или менее изометричные зерна различной величины, несколько вытянутые в одном направлении, и несет ясные следы давления — облачное погасание и трещиноватость. Зерна оливина сильно изменены за счет развития внутри зерен и по краям последних длинных иголочек антигорита.

Пироксен образует весьма редкие зерна, сильно раздробленные, и переходит в тремолит. Последний образует или отдельные столбчатые кристаллы или небольшие скопления, иногда включенные в зерна оливина.

Антигорит, кроме отдельных длинных иголочек, образует жилки, сложенные весьма мелкими чешуйками.

Рудный минерал образует небольшие оплавленные ромбические зерна магнетита или большие неправильные скопления хромита, просвечивающие бурым в центральных частях.

Порода значительно давлена. Серпентинизация породы слабая.

b) Перидотиты

(Образцы №№ 2, 14, 22, 22/3, 51/6, 51/8, 51/10a, 51/12, 51/15a, 51/22c, 51/25c 51/25, 51/31, 51/33, 52, 61/3, 61/5, 74a, 75, 78, 88, 92, 93a, 97, 112, 113, 114a, 119, 120 128a, 134, 144, 151, 152, 163, 167, 169, 174, 175a, 177, 185, 189a, 197, 200, 202a, 207, 210 213, 214a, 216, 220a, 229, 230, 233/1, 233/24, 242, 247, 253, 257, 263a, 264, 284, 285, 286 287, 301a, 350, 353a, 357, 358, 362, 368, 371, 374, 384a, 385, 394, 406, 407, 411, 412, 420 422, 432c, 443, 445, 449A, 450, 451, 466, 474, 476, 478a, 479)

Эти породы в свежем изломе имеют темную зеленовато-серую окраску и обладают среднезернистой или крупнозернистой структурой. Весьма крупнозернистые разности, наблюдавшиеся среди дунитов, где величина отдельных зерен достигает 10 см в поперечнике, здесь не наблюдаются. В описываемых перидотитах величина зерен меняется от 0,5 мм до 8 мм в поперечнике. Обычная для дунитов бурая корка выветривания у перидотитов выражена менее резко. Обычно она значительно тоньше, чем у дунитов, и менее интенсивно окрашена. Очень часто на этой бурой корке выступают уцелевшие от окончательного разрушения кристаллы пироксенов. Последние часто заменяются тальком, и в таких случаях в табличках пироксена хорошо различимы серебристые с жирноватым блеском мягкие чешуйки талька.

Зерна пироксена обычно хорошо различимы и в мало измененных перидотитах по более темной окраске и по отчетливо наблюдающейся спайности.

Общий облик и окраски этих пород, так же как и дунитов, сильно изменяются в зависимости от степени и характера вторичных изменений.

Минералогический состав перидотитов следующий.

Главные минералы: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен. Второстепенные: шпинель, хромит, магнетит. Вторичные: серпентин, тальк, тремолит, хлорит, карбонат, вторичный магнетит.

В зависимости от характера пироксена нами выделены следующие разновидности перидотитов.

Гарцбургиты, в которых пироксен представлен энстатитом и бронзитом. Верлиты — перидотиты только с моноклинным пироксеном. Лерцолиты — перидотиты с одинаковым (приблизительно) количеством моноклинного и ромбического пироксенов.

Отдельно приходится выделить такие разности перидотитов, где пироксен изменен настолько сильно (озмеевикованием и тремолитизацией), что отнести породу к какому-либо из трех вышеперечисленных групп является невозможным. К этим разностям относятся следующие перидотиты:

Образцы: №№ 14b, 22/3, 51/6, 78, 93a, 97, 112, 113, 114a, 119, 120, 128a, 134, 141b, 144, 169, 177, 245, 274b, 477.

В этих перидотитах больше, чем в других разновидностях, выражены процессы вторичного изменения, причем сильное отальковании и тремолитизация обычно связаны с интенсивным озмеевикованием.

Сильная тремолитизация наблюдается в следующих перидотитах:

Образцы: №№ 92, 93, 97, 112, 114, 119, 120, 134, 144, 163, 167, 174, 213, 214, 216, 229, 245, 257, 263a, 284, 285.

Сильно отальковавные и тремолитизированные перидотиты представлены следующими образцами: №№ 78, 114a, 202a, 286, 466.

Как видно из приведенной небольшой сводки, развитие тремолита выражено значительно более сильно, чем оталькование.

Наблюдается, что сильно тремолитизированные перидотиты приурочены к юго-восточному склону массива Пай-Ер и притом больше к контакту с габбро.

Наиболее сильное распространение в нашем районе, несомненно, имеют гарцбургиты, которые слагают главную часть массива. Несравненно реже встречаются верлиты, в распространении которых на основании имеющегося материала закономерности подметить не удалось.

Лерцолиты же еще менее характерны для нашего района и встречаются совсем редко. Бесспорные лерцолиты нами встречены лишь в четырех обнажениях.

Перейдем к подробному описанию вышеуказанных разновидностей перидотита.

1. Гарцбургиты. (Образцы: №№ 22, 51, 10a, 51, 6, 51/8, 51/12, 51, 15a, 51/22a, 51/25a, 51/25, 51/31, 61/3, 61/5, 114, 152a, 189, 189a, 197, 200, 202a, 51/33, 210, 220a, 271, 285, 277, 286, 287, 301, 307, 362, 350, 355, 357, 368, 405, 406, 407, 412, 422, 411, 443, 445, 449a, 450, 451, 476a, 478a, 479a, 432)

Как было отмечено выше, эти породы состоят из оливина и ромбического пироксена. Моноклинный же пироксен если и встречается, то в весьма небольшом количестве.

Микроскопическое изучение гарцбургитов приводит к разделению их на две подгруппы, отличающиеся друг от друга по структуре.

Одна подгруппа представлена гарцбургитами с относительно равномерным распределением ромбического пироксена среди оливина. Зерна ромбического пироксена в таких разновидностях более или менее изометричны, но более ксеноморфны, чем зерна оливина, что ясно указывает на выделение его после оливина. Эти гарцбургиты представлены следующими образцами:

№№ 22, 51/15, 231, 25а, 61/5, 74/9, 189а, 286, 787, 412, 445, 449а.

Другая разновидность представлена образцами:

№№ 51/10а, 51/22а, 51/25, 51/31, 51/33, 114, 152а, 185, 197, 200, 202, 210, 220а, 285, 307, 350, 357, 358а, 362, 368, 406, 407, 411, 422, 450, 451.

Она отличается от первой как характером распределения ромбического пироксена среди оливина, так и формой его. Несмотря на значительное озмеевикование описываемых гарцбургитов, отчетливо наблюдается, что зерна ромбического пироксена имеют сильно вытянутую форму. Они подобно линзовидным жилкам проходят между зернами оливина, никогда не пересекая зерна последнего. Спайность в таких зернах пироксена в большинстве случаев перпендикулярна вытянутости зерен. Кроме таких жилкообразных форм, ромбический пироксен встречается в виде отдельных неправильных зерен или небольших скоплений последних. Очень часто наблюдаются своеобразные формы ромбического пироксена в виде длинных клиньев, языков, удлиненных линз, располагающихся между зернами оливина, и в виде каемок вокруг последних. Особенно большим развитием пользуются эти каемки, встречающиеся почти во всех шлифах гарцбургитов.

Такие неправильные формы зерен ромбического пироксена нередко имеют ряд отростков, проходящих между зернами оливина и вдающихся по трещинам в последние; наличие частых, сильно развитых кайм вокруг оливина определенно указывает на образование ромбического пироксена позже появления оливина и на развитие первого путем реакции остаточной магмы, более богатой кремнеземом, с ранее выделившимся оливином.

Тождественность минералогического состава и совершенно одинакового пути изменения указанных двух подгрупп дает возможность вести дальнейшее описание гарцбургитов без подразделения.

Начнем описание отдельных минералов с оливина.

Оливин играет большую роль в минералогическом составе перидотитов. В большинстве перидотитов он преобладает над остальными минералами. По оптическим данным, оливин перидотитов ничем не отличается от оливина дунитов.

Измерения дали следующие результаты: 2v от $+84°$ до $+88°$; Ng—Np от 0,030 до 0,034.

Под микроскопом он прозрачен и бесцветен и нередко отличается весьма резкой спайностью, переходящей в отдельность. Часто наблюдается грануляция зерен оливина, приуроченная к определенным участкам, приводящая к образованию мелкозернистого агрегата. Изменение оливина происходит исключительно путем озмеевикования и отальковання. Характер озмеевикования и отальковання совершенно такой же, как и в дунитах. Разрушение оливина точно такое же и сопровождается выделением окислов железа в форме магнетита.

Ромбический пироксен, как было указано выше, является также главным породообразующим минералом перидотитов, хотя и уступает по количеству оливину. Формы ромбического пироксена были отмечены при описании структуры гарцбургитов. Под микроскопом ромбический пироксен бесцветен и прозрачен. Часто наблюдается ясно выраженная спайность, идущая перпендикулярно вытянутости неправильных зерен пироксена. Иногда по спайности наблюдаются отложения рудного вещества. Следы механических деформаций у пироксенов, в противоположность оливину, встречаются очень редко. Измерения его на Федоровском столике дали такие результаты.

Результаты измерений оливина ромбического пироксена

2v	∠ Ng [001]	Ng — Np	№№ шлифов
	2°	0,009	422
+84°	0°	0,009	422
+80°	0°	0,015	220а
—	2°	0,009	287
—	7°	0,011	287
+80°	3°	0,009	385а

Таким образом, пироксен гарцбургитов представлен энстатитом и реже бронзитом.

Разрушение ромбического пироксена гарцбургитов происходит главным образом путем озмеевикования и отальковання.

Магнетит-хромит-шпинель наблюдается во всех разностях гарцбургитов. Подобно дунитам, здесь мы имеем непрерывный ряд изоморфных смесей магнетит—пикотит и в зависимости от преобладания того или другого и получается приближение к одному из трех перечисленных минеральных видов. В отличие от дунитов, для гарцбургитов необходимо отметить несомненное преобладание минералов, близких к шпинелям-пикотитам. Они весьма часто встречаются в гарцбургитах в сочетании с хромитом. Во многих разностях гарцбургитов наблюдается, что шпинель приурочена к жилкам и скоплениям более позднего ромбического пироксена. Иногда замечаются включения каплеобразных образований бурой шпинели в неправильных зернах ромбического пироксена.

В процессе изменения перидотитов все первичные рудные минералы также подвергаются сравнительно быстрому разрушению, происходящему, таким образом, путем развития серпентина по трещинкам зерен и приводящего к распадению их на мелкозернистый агрегат.

Серпентинизация, как и в дунитах, является главным процессом изменения гарцбургитов.

Преобладающей разновидностью серпентина является сочетание хризотила и антигорита, но по сравнению с дунитами в перидотитах больше развит антигорит. В некоторых разностях перидотитов, например №№ 210, 450, развит исключительно антигорит.

Степень озмеевикования большинства перидотитов весьма значительна. Во многих местах перидотиты целиком озмеевикованы и превращены в серпентиниты.

Наиболее часто гарцбургиты относятся к средне- и малоозмеевикованным разностям. Среднеозмеевикованные (до 50% серпентина) представлены следующими образцами:

№№ 51/10а, 51/25а, 51/25, 185, 189а, 200, 213, 358.

К малоозмеевикованным (до 30% серпентина) гарцбургитам относятся образцы:

№№ 51/6, 51/12, 51/22, 61/5, 197, 202а, 210, 285, 358, 374, 407, 411, 420я, 436а, 445, 449, 450, 451.

Несколько реже встречаются сильноозмеевикованные (до 75% серпентина) гарцбургиты: №№ 51/33, 242. Совершенно неозмеевикованные перидотиты совсем не встречены. Процессы озмеевикования перидотитов идут совершенно теми же путями, как и дунитов. Наблюдение под микроскопом озмеевикования перидотитов ничего нового не дает. Значительное развитие серпентина происходит за счет озмеевикования ромбического пироксена. Озмеевикование последнего (баститизация) происходит столь же интенсивно, как и озмеевикование оливина. Редко встречаются зерна пироксена, не пересеченного жилками серпентина. Здесь уже отчетливо наблюдается приуроченность первых жилок серпентина к трещинам спайности. Это сказывается и на форме остатков ромбического пироксена в сетке серпентина. Если для оливина были характерны остатки зерен неправильной округленной формы, то для остатков пироксена характерны формы более правильные — в виде отдельных прямоугольников.

В нацело озмеевикованных зернах ромбического пироксена серпентин сохраняет спайность и форму зерна замещенного пироксена. Обычно хорошо сохраняются и границы пироксена с оливином. Несмотря на сильное озмеевикование, в некоторых разностях вполне отчетливо различаются формы бывших неправильных жилок, сложенных пироксеном. Единственной особенностью серпентина гарцбургитов является его более интенсивная зеленая окраска в шлифе, что, очевидно, связано с выделением окислов железа при разрушении ромбического пироксена. Так же как и в некоторых разностях перидотитов, наблюдается несколько генераций серпентина, причем в перидотитах, как и в дунитах, более поздние генерации представлены серпентином антигоритового типа — образцы:

№№ 167, 185, 189 и др.

Вторичный магнетит в гарцбургитах более сильно развит, чем в дунитах, что, естественно, связано с наличием в данных породах большого количества железистых минералов, за счет разложения которых и образуются окислы железа. Часто наблюдаются псевдоморфозы магнетита по оливину и развитие магнетита по трещинам спайности ромбического пироксена. Очень часто магнетит наблюдается в виде включений в серпентин. В серпентине хризотилового типа магнетит в виде мельчайших пластиночек и иголочек расположен между волоконцами в жилках, причем расположение пластинчатого магнетита также перпендикулярно направлению жилки. В антигоритовом серпентине магнетит заполняет промежутки между чешуйками антигорита. Эти формы магнетита и его соотношения с серпентином подтверждают наличие окислов железа в активно циркулирующих углекислых растворах.

Часто наблюдается развитие магнетита по трещинам спайности тремолита. Возможно, что отложение этого магнетита по трещинам спайности происходило еще в пироксене, за счет которого впоследствии развился тремолит.

Тремолит в гарцбургитах развит значительно сильнее, чем в дунитах. По своим оптическим свойствам он совершенно тождествен тремолиту, встреченному в дунитах. Измерения тремолита на Федоровском столике дали следующие результаты.

$$2v = -84^\circ;\ \angle Ng[001] = 17^\circ;\ Ng - Np = 0{,}028\ (№\ 151)$$

Тремолит наблюдается в виде отдельных тонкопризматических кристаллов, столь часто встречающихся в дунитах, а также в виде значительных скоплений кристаллов. Эти правильно ограниченные скопления, вероятно, являются псевдоморфозами по моноклинному и ромбическому пироксенам (№ 197). Очень часто мелкие игольчатые кристаллики тремолита присутствуют в агрегате мелкочешуйчатого серпентина и хлорита. Неправильные формы этих участков сильно напоминают очертания неправильных пироксеновых зерен и жилок, и вполне возможно, что мы имеем образование этого тремолито-хлорито-антигоритового агрегата за счет пироксена (№ 185).

Хлорит в гарцбургитах, как и в дунитах, представлен главным образом двумя разновидностями: в виде своеобразной оторочки вокруг шпинель-хромита и в виде отдельных пластинок, лежащих среди жилок серпентина.

Иногда наблюдается развитие хлорита за счет тремолита. Несколько больше выявляется в перидотитах связь хлорита с серпентином. Очень часто наблюдаются агрегаты, состоящие из мелкочешуйчатого антигорита и хлорита, образующие псевдоморфозы по неправильным зернам пироксена. Нередко такими агрегатами хлорита и серпентина замещаются целые жилки пироксена. Обычно эти мелкочешуйчатые агрегаты хлорита и антигорита характерны для более поздних генераций серпентина.

Развитие хлорита совместно с антигоритом наблюдается также и в оторочках вокруг хромитовых зерен. Как хлорит, так и серпентин-антигорит образуют мелкие чешуйки, иногда собранные в сферолитовые агрегаты, окружающие рудное зерно.

Вполне возможно, что в некоторых случаях мы имеем определенных представителей непрерывного ряда серпентин-хлоритов. Часто наблюдается развитие хлорита по трещинам рудных зерен, причем последующее развитие хлорита связано с почти полным разрушением рудных зерен, остатки которых наблюдаются между чешуйками хлорита.

Тальк сильно развит в описываемых гарцбургитах. Образование талька идет главным образом за счет изменения ромбического пироксена, оливина и реже тремолита.

Нередко наблюдаются скопления мелкочешуйчатого талька, образующие псевдоморфозы по отдельным зернам ромбического пироксена. Но очень часто скопления талька (так же как и агрегаты хлорито-серпентина) образуют неправильные скопления, своими формами напоминая скопления неправильных зерен и жилок пироксена. Представителем таких сильно отальковавных гарцбургитов являются образцы № 57/22, 277. Очень часто сильное отальковавие гарцбургитов связано с сильной тремолитизацией (№№ 189а, 202а, 466а).

Карбонат, вероятнее всего, представленный магнезитом, имеет значительное развитие в гарцбургитах главным образом за счет ромбического пироксена. Иногда он образует значительные жилки неправильной формы, извилисто идущие в породе и секущие все остальные минералы.

Приведенное выше описание отдельных минералов и продуктов их изменения дает нам некоторую возможность представить пути их изменений и их последовательность. Несомненно, что более ранним продуктом метаморфизма является тремолит, который образуется, очевидно, еще при значительно высоких температурах, главным образом за счет изменения моноклинного и ромбического пироксенов. В дальнейшем тремолит подвергается отальковании и хлоритизации. Последние процессы метаморфизма тесно связаны с главным процессом изменения перидотитов, а именно с их серпентинизацией.

Процесс отальковання начинается несколько позже процесса озмеевикования. Чешуйки талька часто развиваются в некоторых узлах хорошо образованной сетки хризотил-антигорита.

При наличии в перидотитах других генераций серпентина, кроме хризотил-антигорита, возможно, что тальк приурочивается к первым фазам развития антигоритового серпентина. Нередко наблюдались чешуйки антигорита, состоящие частично из талька. Весьма сильное развитие талька идет за счет ромбического пироксена и в не меньшей степени за счет тремолита. Процесс отальковання начинается до завершения процесса тремолитизации. Тальк замещает сохранившиеся призмочки пироксена, образуя псевдоморфозы.

Хлорит развивается несколько позже талька, но до окончания процесса озмеевикования. Легче решается вопрос в случае образования его из тремолита.

Несмотря на наличие чешуек талька во многих образцах гарцбургитов, приходится признать, что процесс отальковання выражен сравнительно не особенно сильно. В частности гораздо более сильно выражен в гарцбургитах процесс тремолитизации, причем его сильное и широкое распространение в одном участке гарцбургитового массива говорит о значительной силе и интенсивности процессов, приведших к обогащению гарцбургитов тремолитом.

Описание наиболее типичных гарцбургитов

№ 385а. Гарцбургит.

Макроскопически: темная серо-зеленая однородная среднезернистая порода.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, ромбический пироксен-энстатит, серпентин, шпинель-хромит, вторичный магнетит.

Пироксена — около 40%. Порода значительно озмеевикована. Оливин образует несколько изометричные зерна, в промежутке между которыми лежат неправильные зерна ромбического пироксена, образующие формы, указанные при описании структур второй разновидности гарцбургитов.

Ромбический пироксен выкристаллизовался позже оливина и моноклинного (?) пироксена. Оливин и пироксен (последний меньше) пронизаны сеткой серпентина хризотила и антигорита. Сетка неправильная и образована серпентином нескольких генераций.

Шпинель бурая, едва просвечивающая, образует неправильные зерна, приуроченные к неправильным кристаллам ромбического пироксена.

Вторичный магнетит приурочен к жилкам серпентина.

Ниже приведено описание гарцбургита более или менее нормальной структуры, но значительно озмеевикованного и отальковaнного.

№ 51/22. Гарцбургит.

Макроскопически: серовато-зеленая с бурым оттенком среднезернистая порода с неровным бугорчатым изломом. Порода богата трещинами, по которым происходит усиленное скопление материала с более светлозеленой буроватой окраской. Иногда наблюдаются участки, сложенные беловато-зеленым, чешуйчатым с жирноватым блеском минералом.

Под микроскопом: минералогический состав — оливин, ромбический пироксен, серпентин, тремолит, тальк, хлорит, бурая шпинель, хромит, магнетит.

Оливин представлен в виде несколько удлиненных зерен, пронизанных жилками серпентина. Степень озмеевикования не особенно велика. Изредка наблюдается переход оливина в тальк. Ромбический пироксен с хорошо выраженной спайностью встречается в виде остатков неправильной формы среди скоплений талька. Хромит образует небольшие, разбросанные в беспорядке зерна иногда правильной формы, часто встречается в виде кайм вокруг бурой шпинели. Последняя образует неправильные зерна бо́льшей величины, чем зерна хромита. Иногда встречаются включения оливина в шпинель. В некоторых зернах шпинели наблюдаются трещины, по которым ризвивается тальк. Серпентин исключительно хризотилового типа одной генерации. Тремолит в виде отдельных столбиков с хорошей спайностью лежит между зернами оливина или среди скоплений талька. Иногда его столбики пересечены, как и зерна оливина, жилками серпентина. Наблюдается переход тремолита в тальк. Тальк начинает развиваться по трещинам спайности тремолита. Он образует большие скопления, иногда встречается в крупных чешуйках с частой спайностью, направление которой совпадает с направлением спайности кристалла замещенного ромбического пироксена. Хлорит развивается главным образом вокру гхромита, образуя ореол вокруг него, состоит из мелких сероватых чешуек. Магнетит встречается в виде мелких зерен в массе талька.

2. *Верлиты.* (Образцы: №№ 83, 128b, 134a, 186f, 210a, 224, 235b, 219b, 378, 402, 432c, 458, 459, 461, 471)

Макроскопически верлиты весьма близки к описанным ранее гарцбургитам и представляют также темные зеленовато-серые плотные массивные породы.

Главными компонентами этих пород являются оливин и моноклинный пироксен. Кроме этих минералов, в качестве второстепенного, часто наблюдается в небольшом количестве рудный минерал (магнетит).

Из вторичных минералов наблюдаются: серпентин, вторичный диопсид, вторичный магнетит, тремолит и хлорит.

Так как верлиты отличаются от гарцбургитов лишь характером пироксена и находятся в одинаковых с ними условиях, чтобы не повторяться, здесь мы остановимся только на тех особенностях, которые обусловливаются наличием моноклинного пироксена.

Количество моноклинного пироксена в верлитах колеблется от 20 до 70% и в среднем больше, чем количество ромбического пироксена в гарцбургитах.

Разности, богатые пироксеном и бедные оливином, представляют непосредственный переход к оливиновым диаллагитам, а разности, бедные пироксеном, близко подходят к дунитам.

Моноклинный пироксен в малоизмененных верлитах образует таблитчатые кристаллы, равномерно распределенные среди массы оливина. Эти хорошо образованные кристаллы бесцветны, прозрачны и обладают хорошо выраженной спайностью. В значительно измененных разностях пироксен образует менее правильные формы, заполняя промежутки между зернами оливина, указывающие на кристаллизацию моноклинного пироксена после оливина (№№ 224, 319).

Измерения пироксена в свежих разностях верлита дали: $\angle Ng\ [001] = 38-48^\circ$; $Ng - Np = 0{,}025$ (№ 459).

В давленных разностях зерна пироксена приобретают облачное погасание и трещиноватость, по которой происходит интенсивное отложение большого количества вторичного магнетита.

Изменение и разрушение пироксена происходят путем замещения вторичным эпидотом (например, №№ 128 и 139), серпентинизации, тремолитизации, карбонатизации (134а) и хлоритизации.

Наиболее характерным и хорошо представленным почти во всех измененных разностях процессом разрушения пироксена является переход последнего в радиально-лучистый, шестоватый агрегат вторичного диопсида, сопровождающийся сильным обогащением вторичным магнетитом. Часто наблюдается, что зерна первичного пироксена заполнены столбчатыми кристалликами вторичного диопсида, расположенными параллельно друг другу и параллельно хорошо выраженной спайности. Последнее наводит на мысль, что спайность, имеющая характер отдельности, облегчала процесс перехода первичного пироксена во вторичный диопсид.

Образование вторичного магнетита связано с разрушением магнетита, находившегося в виде включений в первичный пироксен, а также с освобождением магнетита при изменении пироксена.

Этот процесс приводит к преобразованию прозрачных зерен пироксена в лучистый бурый агрегат, сильно обогащенный магнетитом. Этот процесс и его конечные продукты настолько характерны, что дают возможность определить наличие первичного пироксена в сильно измененных разностях.

Следует еще отметить сильное озмеевикование верлитов, причем образуется исключительно антигоритовый серпентин.

Описание типичного образца

№ 471а. Озмеевикованный верлит.

Макроскопически: темносерая плотная массивная порода с отчетливо различимыми зернами пироксена.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, остатки моноклинного пироксена, вторичный диопсид, антигорит, хромит, вторичный магнетит.

Оливин наблюдается в виде остатков зерен с сильно бахромчатыми краями, образованными за счет внедрения иголочек антигорита. В этих остатках сохранилась более ранняя хризотил-антигоритовая сетка.

Крупные вытянутые кристаллы пироксена, сильно разбитые трещинами отдельности, образуют агрегат столбиков, обогащенных по трещинкам отдельности магнетитом. Так же как и оливин, этот пиро-

ксено-магнетитовый агрегат замещается антигоритом. Замещение пироксена антигоритом идет главным образом по трещинкам спайности, так что если за счет замещения оливина получался спутанный или сноповидный игольчатый агрегат, то здесь иногда образуются параллельно расположенные иголочки или даже широкие пластинки антигорита.

Хромит образует небольшие несколько сплавленные зерна.

Вторичный магнетит или в виде пыли обогащает пироксен или в виде более крупных зерен образует неправильные скопления.

3. Лерцолиты. (Образцы: №№ 247, 289, 360, 366а.)

Эти породы имеют весьма небольшое распространение в нашем районе.

Макроскопически лерцолиты ничем не отличаются от ранее описанных двух групп перидотитов.

Под микроскопом лерцолиты отличаются от гарцбургитов и верлитов одновременным наличием обоих пироксенов: энстатит-бронзита и диаллаг-авгита.

Измерения пироксенов дали следующие результаты:

2v	∠ Ng [001]	Ng — Np	№№ шлифов
± 90°	44°	0,028	240
54°+	38°	0,028	360
72°+	41°	0,020	360
60°+	—	0,029	360

В виду небольшого количества шлифов этих пород трудно установить какую-либо закономерность в количественных соотношениях названных пироксенов. В различных образцах мы имеем преобладание то ромбического пироксена над моноклинным, то наоборот.

По минералогическим соотношениям наблюдается связь некоторых разновидностей лерцолитов с другими группами перидотитов. Некоторые лерцолиты весьма близко стоят к ранее описанным оливиновым энстатит-диаллагитам, отличаясь лишь несколько большим содержанием оливина. Другие же разности приближаются к гарцбургитам с характерными для них формами ромбического пироксена, но в отличие от гарцбургитов содержат большее количество моноклинного пироксена, который из второстепенного минерала у гарцбургитов становится главным породообразующим у лерцолитов.

Наличие в лерцолитах минералов группы шпинель-хромита также приближает их к гарцбургитам, а характер изменения моноклинного пироксена приближает к верлитам. Вообще изменение пироксена идет разными путями. Ромбический пироксен, наряду с оливином, подвергается озмеевикованию, а моноклинный переходит в тремолит, образующий вокруг него каймы, аналогичные тем, какие эпимагматическая буро-зеленая роговая обманка образует вокруг зерен пироксена.

Большая часть описываемых лерцолитов является почти совершенно неизмененными породами.

Описание типичного образца

№ 360. Лерцолит.

Макроскопически—темнозеленая мелкозернистая однородная порода с вкрапленниками хромита.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, энстатит-бронзит, диаллаг, шпинель-хромит, серпентин, тальк.

Порода неравномернозернистая. Оливин и пироксен образуют зерна различной величины. Формы зерен неправильны. Наблюдаются скопления зерен пироксена. Оливин разбит редкой узенькой, плохо развитой сеткой хризотил-антигорита.

Пироксен совсем свеж и лишь разбит неправильными трещинами. Количество моноклинного и ромбического пироксенов почти одинаково.

3) Пироксениты

(Образцы: №№ 70a, 95, 100a, 140a, 142, 231, 234b, 254a, 263b, 268, 233/3, 233/7, 233/11, 233/26b, 233/23).

Пироксениты представлены темносерыми, несколько зеленоватыми породами. Наиболее свежие разности обладают плотной массивной однородной текстурой. Давленные и измененные разности имеют несколько сланцеватую текстуру. В свежих разностях весьма хорошо различима равномернозернистая и среднезернистая структура, характерная для большинства пироксенитов. В неровном изломе породы хорошо различимы отдельные вытянутые зеленовато-серые кристаллы пироксена, от 0,3 до 4 см в поперечнике. Содержащийся в небольшом количестве в пироксенитах оливин простым глазом не различим.

Измененные разности приобретают более светлую зеленую окраску вследствие появления хлорита, причем в таких породах озмеевикованный и обогащенный окислами железа оливин становится вполне различимым невооруженным глазом. При интенсивном изменении облик пироксенитов совершенно меняется. Первоначальная яснозернистая структура почти целиком пропадает.

Минералогический состав описываемых пироксенитов весьма прост. Главным первичным минералом является моноклинный пироксен — диопсид и авгит. В качестве второстепенных встречаются оливин, ромбический пироксен, эпимагматическая роговая обманка, рудный минерал. Вторичные минералы представлены серпентином, хлоритом, тремолитообразной роговой обманкой, вторичным магнетитом.

Количество ромбического пироксена в породах ничтожно, несколько варьирует количество оливина, оставаясь также незначительным (редко до 10%). В некоторых разностях оливин совсем отсутствует (№ 95).

Структура пироксенитов под микроскопом — близкая к панидиоморфной. Оливин заполняет промежутки между кристаллами пироксена.

Моноклинный пироксен чаще всего образует вытянутые, несколько столбчатые кристаллы и реже менее правильные, несколько изометричные зерна. Свежий пироксен в шлифе прозрачен, почти бесцветен и обладает хорошо выраженной спайностью (см. таблицу на стр. 87).

По этим данным пироксен относится к диопсиду и авгиту. В некоторых разностях наблюдаются помутневшие, буроватые зерна пи-

2v	∠ Ng [001]	Ng — Np	№№ шлифов
+ 60°	39°	0,032	10a
+ 62°	47°	0,032	10a
+ 54°	40°	0,032	100a
+ 44°	43°	0,024	100a
+ 50°	39°	0,032	95
+ 60°	41°	0,028	95

роксена, богатые выделениями магнетитовой пыли. Иногда в пироксене наблюдаются включения более крупных зерен магнетита в виде несколько оплавленных идиоморфных кристалликов или весьма тонких пластиночек, расположенных параллельно направлению спайности.

Очень часто наблюдаются прорастания пироксена слабо зеленоватой или бесцветной роговой обманкой.

В некоторых пироксенитах пироксен совершенно свеж, но часто встречаются разности, где пироксен несет явные следы динамометаморфизма в виде облачного погасания или незначительной изогнутости.

В озмеевикованных пироксенитах пироксен пронизан жилками хризотил-антигоритового серпентина (№ 254а). Более сильное изменение пироксена происходит за счет замещения его эпимагматической роговой обманкой, хлоритизации и тремолитизации.

Оливин присутствует почти во всех пироксенитах, но в незначительных количествах. Как было отмечено раньше, чаще всего он образует небольшие неправильные зерна или скопления последних, расположенные в промежутках между кристаллами и зернами пироксена. Изредка оливин наблюдается в виде небольших зерен, включенных в пироксеновые кристаллы.

В шлифе оливин прозрачен и бесцветен. В отличие от оливина дунитов и перидотитов спайность очень плохо выражена. Наблюдается сильная трещиноватость. Трещины неровные и идут в зернах по различным направлениям, являясь в дальнейшем теми путями, по которым в первую очередь происходит озмеевикование и обильные выделения вторичного магнетита. Изменение оливина происходит путем серпентизации и последующего выделения вторичного магнетита.

Рудный минерал. Непрерывный ряд магнетит-хромит-шпинель, характерный для перидотитов в пироксенитах, суживается. Совсем не наблюдаются разности, близкие к шпинели, и более четко выделяется преобладание минералов группы хромита-магнетита и особенно магнетита. Рудный минерал, кроме отмеченных включений в зерна пироксена, образует неправильные участки, лежащие, подобно оливину, между отдельными кристаллами пироксена.

Эпимагматическая роговая обманка наблюдается в пироксенитах в нескольких разновидностях. Наиболее часто встречается светлозеленая или бесцветная роговая обманка в виде небольших образований, приуроченных к спайности пироксена. Иногда включения роговой обманки принимают более правильную призматическую форму, с ясно выраженными спайностями по двум направлениям. Эти зерна уже не приурочены к спайности, а лежат или беспорядочно внутри зерен пироксена, или между ними.

Очень часто наблюдается роговая обманка в виде каемок вокруг пироксеновых зерен. В этих случаях она менее окрашена и обладает низкими зеленовато-серыми цветами интерференции.

Серпентин является главным продуктом изменения оливина, причем по своим свойствам он несколько отличается от серпентина озмеевикованных перидотитов и дунитов.

В оливиновых пироксенитах с большим количеством оливина наблюдаются хризотиловые и антигоритовые разновидности серпентина, которые чаще наблюдаются совместно. Часто наблюдается замещение оливина бурым слюдистоподобным образованием (близким к иддингоиту), в котором нельзя различить ни волоконец хризотила ни чешуек антигорита. Обычно замещение оливиновых зерен этим агрегатом идет с краев. Часто наблюдается образование серпентина за счет пироксена. В этом случае он образует мелкочешуйчатый агрегат с вторичной роговой обманкой и хлоритом. Иногда наблюдается тесное срастание серпентина с хлоритом.

В некоторых шлифах отчетливо наблюдается образование антигорита за счет вторичной роговой обманки. Отчетливо видны иголочки и чешуйки антигорита, секущие роговую обманку. Иногда наблюдаются срастания антигорита с карбонатом (№№ 231, 263).

Тремолит — вторичная тремолитообразная роговая обманка — образуется за счет изменения пироксенов. Особенно сильно развивается тремолит в давленных разностях, где пироксеновые зерна раздроблены и изогнуты. Процессу перехода пироксена в тремолит предшествует распадение изогнутых давленных кристаллов пироксена на отдельные столбчатые части. Обычно развитие тремолита связано с сильным развитием хлорита и реже серпентина. Замещение пироксена тремолитом начинается с краев.

Хлорит образует правильные чешуйки и пластинки, иногда собранные в веерообразный или сноповидный агрегат. Бо́льшее двупреломление, отрицательное удлинение и пепельно-серые цвета интерференции отличают его от схожего с ним антигорита, с которым он иногда образует срастания. В противоположность антигориту хлорит образуется за счет пироксена. Очень часто наблюдается внедрение пластинок хлорита в кристаллы пироксена. Хорошо заметна связь хлорита с тремолитом. Хлорит приурочен главным образом к скоплениям тремолита, заполняя промежутки между зернами пироксена. Возможно, что в некоторых случаях мы имеем образование хлорита за счет тремолита.

Вторичный магнетит образуется главным образом при изменении оливина в серпентин. Скопления рудного минерала приурочены преимущественно к трещинкам, по которым происходит серпентизация. В отличие от перидотитов и дунитов вторичный магнетит в пироксенитах никаких правильных скоплений или псевдоморфоз не образует, несмотря на то, что количество его более значительно.

Карбонат образует небольшие неправильные участки и зерна между крупными кристаллами пироксена. Очень часто он приурочен к скоплениям хлорита и тремолита. Иногда наблюдается непосредственный переход пироксена в карбонат за счет развития последнего в виде жилок в зернах пироксена. Нередко наблюдается срастание карбоната с антигоритом.

В заключение, останавливаясь дополнительно на описании процессов метаморфизма, приходится отметить (для пироксенитов) следующее.

Наиболее ранняя эпимагматическая фаза изменения выражена у пироксенитов слабо, замещение пироксена эпимагматической роговой обманкой выражено сравнительно незначительно. Вероятнее всего, что образование роговой обманки в прорастании с пироксеном шло сразу же после образования пироксена, при дополнительном воздействии некоторых минерализаторов.

Более ярко выражена следующая фаза метаморфизма, приведшая к образованию термолитообразной роговой обманки. Последняя развивается довольно интенсивно за счет пироксена, образуя значительные скопления.

Частая приуроченность термолитообразной роговой обманки к скоплениям хлорита и серпентина говорит о близости по времени образования указанных минералов. Но более раннее образование роговой обманки подтверждается теми структурными соотношениями, которые были отмечены раньше. Последующее развитие хлорита и антигорита, главным образом в роговообманковых участках говорит о том, что роговая обманка является мало устойчивой и раньше пироксена начинает переходить в хлорит.

Хлоритизация и отчасти серпентинизация являются наиболее ярко выраженными процессами изменения описываемых пород.

4) Горнблендиты

(Образцы: №№ 51/40, 61/2с)

Эти породы встречаются в нашем районе очень редко. Они, вероятно, образованы за счет амфиболизации пироксенитов.

Макроскопически: черные ясно кристаллические плотные породы, слабо сланцеватой текстуры.

Под микроскопом: горнблендиты нацело состоят из небольших, до 3 мм в длину, вытянутых призматических зерен роговой обманки и небольшого количества (до 5%) рудного минерала (магнетита). В качестве вторичного минерала за счет роговой обманки развивается хлорит.

Для характеристики горнблендитов приведем описание одного образца.

№ 61/2с. Горнблендит.

Макроскопически: плотная черная ясно кристаллическая порода.

Под микроскопом: порода состоит из вытянутых, ориентированных в одном направлении кристаллов роговой обманки, между которыми находятся неправильные участки магнетита. Иногда магнетит не только цементирует, но и содержит небольшие включения зерен роговой обманки.

Роговая обманка густозеленого цвета, но слабо плеохроирующая, несет следы значительного давления — разбита трещинами и облачно погасает.

По трещинам в роговой обманке развивается хлорит. Измерения роговой обманки дали следующие результаты:

$$2v = 84° —; \angle Ng\,[001] = 18°; Ng - Np = 0{,}016.$$

5) Змеевики

(Образцы: №№ 22/18а, 141а, 170а, 212, 216. 251, 322а, 324, 387, 420, 431с, 446, 473)

В эту группу выделены породы, образованные за счет полной серпентинизации ультраосновных пород, от дунитов до пироксенитов. В большинстве из них еще сохранились остатки первичных минералов, но чаще встречаются разности, где первичные минералы нацело замещены серпентином.

Змеевики приурочены главным образом к краям массива и особенно к северо-западному, между р. Хойла и горой Пай-Ер.

Макроскопически: темные серовато-зеленые породы, в отличие от малоизмененных ультраосновных пород потерявшие кристаллически-зернистую структуру.

Их внешний облик довольно разнообразен. Он зависит от характера серпентина, степени развития таких минералов, как хлорит и вторичный магнетит, и степени динамометаморфизма, которому была подвергнута порода.

Хризотил-антигоритовые разности обычно имеют плотную однородную текстуру и напоминают несколько измененные дуниты; они обладают даже характерной для дунитов коркой выветривания. Излом таких пород несколько неровен и характерен жирным шелковистым блеском. Очень часто на поверхности излома наблюдаются сильно блестящие отдельные зерна с хорошо выраженной спайностью, представляющие псевдоморфозы серпентина по пироксену.

Несколько давленные разности характерны появлением параллельно-линейной текстуры. Антигоритовые змеевики представлены несколькими разностями. Мало давленные змеевики обладают плотной однородной текстурой и более или менее ровным матовым изломом.

Сильно давленные разности приближаются по своему облику к змеевиковым сланцам. Они обладают резко сланцеватой текстурой и неровным изломом, на котором в некоторых местах видны крупные зерна серпентинизированного или уцелевшего (реже) пироксена. В этих случаях текстура приближается к очковой.

Минералогический состав змеевиков весьма простой. Главным минералом является серпентин, а в зависимости от исходного минералогического состава озмеевикованной породы наблюдаются остатки того или иного минерала. Чаще всего это бывает оливин (змеевики из дунитов или перидотитов, близких к дуниту) или пироксен (змеевики из перидотитов) и рудный минерал. В качестве дополнительных вторичных минералов следует назвать хлорит и вторичный магнетит. Весьма характерно отсутствие в просмотренных образцах талька и карбоната, несмотря на то, что они весьма часто наблюдались в менее озмеевикованных ультраосновных породах. Так как эти породы представляют разности, в которых процессы изменения, описанные для ряда дунитов-пироксенитов, наиболее сильно выражены, причем пути и продукты изменения сохраняют все те же особенности, то, во избежание повторения, мы не будем отдельно описывать их, а лишь отметим некоторые особенности, более ярко выраженные в этих породах.

О микроструктуре описываемых пород говорить трудно. В случае хризотил-антигоритового серпентинита в шлифе наблюдается характерная система жилок, дающая сетчатую структуру, причем в этой сетке редко встречаются остатки первичных минералов. Чаще мы имеем замещение и этих остатков серпентином.

Змеевики, сложенные антигоритовым серпентином, под микроскопом представлены агрегатом игольчатых или чешуйчатых пластинок, в которых наблюдаются жилки чешуйчатого антигорита, не отличаю-

щиеся от отмеченных нами при описании озмеевикованных перидотитов и дунитов.

Более ярко выражена в змеевиках связь хлорита с серпентином. Кроме зонального распределения агрегата хлорита вокруг разрушенных зерен рудного минерала, мы имеем здесь более развитые прорастания хлорита с серпентином. Количество развившегося хлорита приближается к количеству серпентина.

Более сильно выражено в змеевиках образование псевдоморфоз серпентина по первичным минералам. Характерно отсутствие бурых окислов железа, столь сильно развитых в мало озмеевикованных перидотитах и дунитах. Серпентин совершенно чист и прозрачен.

Ниже для более подробной характеристики мы приведем описание двух наиболее типичных разностей.

№ 322. Антигоритовый змеевик.

Макроскопически: темная зеленовато-серая плотная однородная тонкозернистая порода с относительно ровным изломом.

Под микроскопом: порода представлена агрегатом мелкочешуйчатого антигорита, среди которого разбросаны образования рудного минерала, относящегося к нескольким типам. Более крупные неправильные зерна являются остатками разрушенного первичного магнетита, а мелкие зерна, равные по величине чешуйкам антигорита, связаны с образованием антигорита и заполняют промежутки между его чешуйками. Наконец, густые скопления пылевидного магнетита образуются в результате распада твердого раствора пироксен-магнетит, а также в результате полного разложения пироксена и замещения его антигоритом. Магнетит последних двух типов близок по происхождению и отличается главным образом по форме зерен и расположению. Антигорит совершенно чист и не окрашен бурыми окислами железа.

№ 473. Антигоритовый змеевик.

Макроскопически: темносерая порода с зелеными примазками, с неровным изломом, на котором видны хорошо выраженные псевдоморфозы серпентина по зернам первичных минералов.

Под микроскопом: минералогический состав—серпентин, хлорит, рудный минерал, остатки пироксена.

В некоторых участках наблюдаются остатки хризотил-антигоритового серпентина, но бо́льшее развитие получил антигорит, образующий агрегаты вытянутых пластинок и иголочек, содержащие остатки пироксена.

Рудный минерал образует крупные неправильные зерна, вокруг которых наблюдаются значительные скопления зеленовато-бурого хлорита. Мелкие зерна и скопления рудного минерала рассеяны среди агрегата антигорита.

2. ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ

Полевошпатовые породы в нашем районе в общей совокупности лишь немного преобладают над перидотитами. Здесь нет того громадного развития полевошпатовых пород, какое наблюдается в платиноносных районах более южных частей Урала.

Полевошпатовые породы в нашем районе располагаются с юго-востока от перидотитового массива Пай-Ер и с той же стороны проходят возле массива Рай-Из.

Данная группа пород представлена весьма неполно, причем некоторые разновидности представлены лишь несколькими образцами. Хотя нашими исследованиями охвачена лишь небольшая часть площади развития полевошпатовых пород, можно с большой долей вероятия говорить, что наиболее распространенными породами являются нормальные и роговообманковые (амфиболитизированные) габбро и габбро-диориты, а остальные разновидности встречаются редко, особенно габбро-нориты, оливиновые габбро и породы группы диорита.

Описываемые породы прежде всего могут быть разделены на две группы: породы группы габбро, представленные оливиновыми габбро, габбро нормальными, габбро-норитами и роговообманковыми (амфиболитизированными) габбро, и породы группы диорита, к которой отнесены габбро-диориты и кварцевые диориты.

К группе габбро также отнесены амфиболиты, являющиеся производными из габбро и представляющие более сильную степень амфиболитизации нормальных габбро, чем роговообманковые габбро.

Наиболее бедна группа диорита, в которой отмечены только крайние представители, а именно: габбро-диориты, связующие габбро с диоритами, и кварцевые диориты, сильно отклоняющиеся от диоритов к гранитам. Типичных же диоритов нами совсем не встречено. Нужно полагать, что они, несомненно, имеют развитие и не были нами обнаружены из-за малого охвата площади распространения данных пород.

1) Группа габбро

Породы данной группы минералогически сложены преимущественно из диопсида или авгита, вторичной роговой обманки и плагиоклаза от № 45—50 до № 90—95. Количественные взаимоотношения этих компонентов сильно варьируют. Содержание цветных минералов колеблется от 15 до 80% с соответственным изменением доли бесцветных компонентов.

По характеру содержащихся цветных минералов породы группы габбро разбиты на следующие виды:

a) Оливиновое габбро.
b) Нормальное габбро с диопсидом и авгитом.
c) Габбро-норит.
d) Роговообманковое габбро.

В группу габбро включены также амфиболиты—породы, состоящие преимущественно из роговой обманки и плагиоклаза с преобладанием первой и образованные в результате перекристаллизации пород группы габбро под действием динамометаморфизма.

Нормальные габбро тесно связаны с роговообманковыми габбро, так как главный цветной компонент последних—роговая обманка—является эпимагматическим минералом, образованным в результате изменения пироксена. В нормальных габбро пироксен часто амфиболитизирован либо в виде незначительных узких каемок роговой обманки вокруг зерен пироксена, либо в виде значительного и даже полного замещения некоторых зерен пироксена роговой обманкой. С другой стороны, в роговообманковых габбро иногда встречаются незначительные остатки пироксена среди зерен роговой обманки.

В текстурном отношении среди пород группы габбро можно подметить некоторую закономерность.

Для оливинового и нормального габбро наиболее характерна массивная и однородная текстура. Для пород роговообманкового габбро чаще встречается такситовая и параллельно-линейная текстура, а амфиболиты почти всегда имеют сланцеватую текстуру.

Для всей группы в целом нужно отметить широкое распространение магнетита, но не достигающего большого количества — в среднем 1—2% и в редких случаях до 5—6%. В амфиболитах, габбро-норитах и роговообманковом габбро встречается в незначительном количестве кварц.

а) Оливиновое габбро

(Образцы: №№ 146, 239а, 243, 245с)

Эти породы существенно состоят из плагиоклаза, пироксена, как ромбического, так и моноклинного, и оливина.

Макроскопически: меланократовые, в большинстве случаев среднезернистые породы зеленовато-серого, темносерого и реже светлосеровато-зеленого цвета. Среди равномернозернистой массы, состоящей из зерен величиною 1—3 мм плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, оливина, редко встречаются зерна пироксена до 7 мм величиною. Эти породы обладают чаще всего однородной и массивной текстурой, реже такситовой, некоторые слегка рассланцованы.

Структура. Среди структур оливинового габбро чаще встречается габбровая, сложенная ксеноморфными изометричными зернами плагиоклаза и пироксена. Несколько реже наблюдалась псевдопорфировая, где сохранившиеся зерна пироксена и оливина находятся в раздробленной и минералогически измененной мелкозернистой массе.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, оливин. Второстепенные: магнетит. Вторичные: змеевик, магнетит, бурая роговая обманка, бесцветная роговая обманка, цеолит, соссюрит, цоизит, хлорит и тальк.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза неправильной, часто округленной широкотаблитчатой формы, величиною в большинстве случаев в среднем 0,4—0,8 мм и реже до 5 мм в диаметре. Плагиоклаз обычно свеж, но иногда несколько загрязнен мелкими включениями соссюрита. Большинство зерен плагиоклаза сдвойниковано, чаще по альбитовому и периклиновому законам. В результате исследования двойников плагиоклаза получены следующие данные.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	Координаты			2v	№№ шлифов
		B Ng	B Nm	B Np		
91	[010]	51	56	57	80°	146
90	[010]	50	58	57	80°	146
95	⊥ [010]	47	62	56	78°	243
95	⊥ [010]	48	61	55		4

Плагиоклаз в оливиновых габбро, таким образом, является очень основным, близким к анортиту.

Ромбический пироксен—бронзит образует неправильные зерна величиною до 1,5 мм, иногда разбитые трещинками, по которым заметно слабое змеевикование. Он встречается в виде реакционных кайм вокруг зерен оливина. Бронзит в шлифе слабо розоватый без плеохроизма.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}009$; $2v = 82°$; $\angle Ng\ [001] = 2°$.

Моноклинный пироксен—авгит образует неправильные ксеноморфные зерна до 1—1,5 мм величиною, часто с прекрасно выраженной спайностью. В проходящем свете обладает слабобуроватым оттенком.

В шлифе № 243 наблюдается переход авгита в бурую роговую обманку, причем в нем иногда образуются мелкие включения тремолитовой роговой обманки.

Иногда в зернах авгита наблюдаются включения магнетита в виде мельчайших пылевидных частичек, располагающихся узкими полосками, преимущественно вдоль трещинок спайности. Они выделились из авгита вследствие распада твердого раствора при понижении температуры.

Оптические константы авгита:

$$Ng - Np = 0{,}023;\ \angle Ng\ [001] = 48°;\ 2v = 64° +$$
$$Ng - Np = 0{,}024;\ \angle Ng\ [001] = 40°;\ 2v = 56° +$$

Оливин наблюдается в виде бесцветных неправильных зерен величиной в среднем от 0,2 мм до 0,5—0,8 мм, разбитых трещинками, по которым происходит выделение слабозеленовато-желтого змеевика, обычно хризотило-антигорита. Среди жилок серпентина иногда наблюдаются тонкие магнетитовые полоски обычного типа.

Роговая обманка. Наблюдаются две разновидности: бурая и тремолитовая роговая обманка.

Бурая роговая обманка иногда целиком замещает зерна моноклинного пироксена, но чаще она образует каймы вокруг его зерен и развивается в трещинах последних.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}019$; $\angle Ng\ [001] = 11°$; $2v = 87° -$

Роговая обманка имеет сильный плеохроизм: Ng—бурая, Nm—буроватая, Np—бледнобуроватая с желтоватым оттенком.

Тремолитовая роговая обманка образует мелкие призмочки, часто игольчатые, и волокна, иногда радиально лучистые.

Магнетит образует неправильные мелкие зерна, рассеянные по породе, и иногда в виде мелких частиц, включенных в зерна пироксена, и также в змеевиковых жилках.

Содержание цветных компонентов колеблется в породе от 35—40% до 65—70%, причем на долю оливина в некоторых случаях приходится от 30—40% до 60% (245с).

Процессы вторичных изменений. Наиболее значительным и интересным процессом является цеолитизация плагиоклазов, наблюдающаяся в шлифах №№ 146, 245с. В шлифе № 146 табл. I (рис. 44 и 45) породу рассекают тонкие (до 0,8 мм) жилки мелкочешуйчатого

Рис. 44. Оливиновое габбро (описание см. стр. 94—95). Без анализатора. ×25.

Fig. 44. Olivine gabbro (see description page 94—95). Without analysor. × 25.

Рис. 45. Оливиновое габбро (описание см. стр. 94—95). В скрещенных николях. × 25.

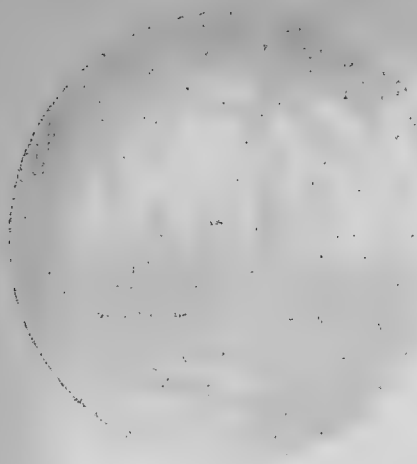
Fig. 94—95. Ditto. With crossed nicols. × 25.

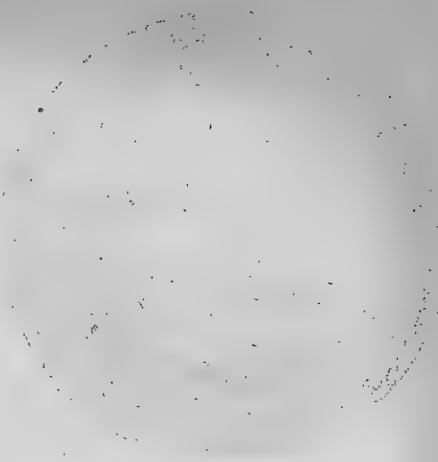
Рис. 46. Оливиновое габбро (описание см. стр. 95). Без анализатора. × 25.

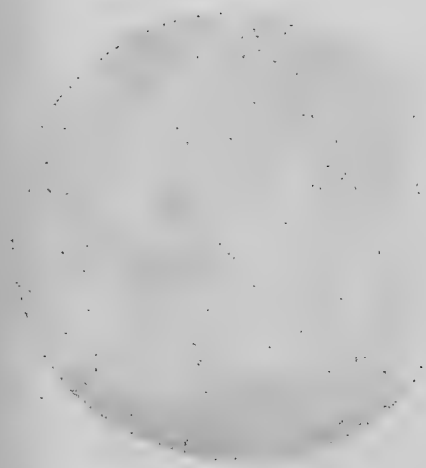
Fig. 46. Olivine gabbro (see description page 95), without analysor. × 25.

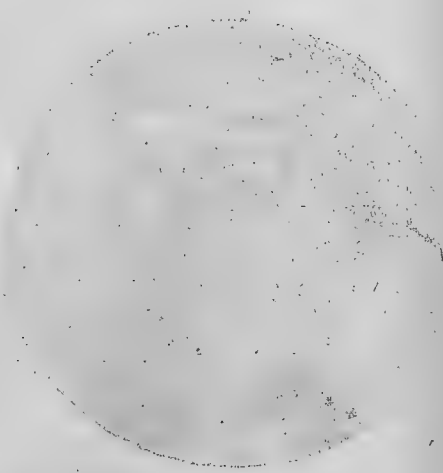
Рис. 47. Оливиновое габбро (описание см. стр. 95). В скрещенных николях. × 25.

Fig. 47. Ditto. With crossed nicols. × 25









бесцветного в проходящем свете цеолита. Данный минерал обладает низкими темносерыми до серых цветами интерференции и имеет преломление заметно меньшее, чем преломление канадского бальзама. Учитывая эти данные и то, что он развивается в плагиоклазе, следует отнести этот минерал (цеолит) в группу шабазита. Его образование, повидимому, связано с гидротермальной фазой автометаморфизма, причем путями для растворов служила трещина разлома пород. Данный минерал иногда почти целиком замещает зерна плагиоклаза, как, например, в шлифе № 146, где замечен постепенный переход от цеолита к замещаемому им плагиоклазу. Цеолитовые жилки рассекают также и зерна пироксена, причем последний является лишь вмещающей средой и нисколько не изменяется возле жилок цеолита. Помимо этого процесса наблюдается некоторая, обычно слабая соссюритизация плагиоклазов.

Изучение породы № 239а дает основание считать, что действие гидротерм, изменяющих породообразующие минералы, было периодично. Гидротермальные растворы проникли в породу преимущественно по трещинкам между зернами и изменили породу следующим образом. Большинство зерен пироксена перешло в агрегат тонкопризматической и волокнистой тремолитовой роговой обманки. На месте зерен плагиоклаза наблюдается ряд концентрических образований. Табл. I (рис. 46 и 47). Центральная часть зерна выполнена цоизитом, переходящим к периферии в соссюрит. Следующая оболочка представлена волокнообразным тремолитом, причем волокна расположены радиально-лучисто от центра зерна. На периферии данного образования наблюдается агрегат тонких иголок тремолита и чешуек хлорита. Самой наружной каймой является соссюрит. Очевидно, состав изменяющих данную породу гидротерм менялся относительно содержания привносимых Mg и отчасти Fe. В моменты отсутствия в составе гидротерм упомянутых элементов шел процесс цоизитизации плагиоклаза, а при наличии их — образование термолита с хлоритом и соссюрита.

Помимо вышеуказанных процессов в оливиновых габбро наблюдается обычный переход пироксенов в бледнозеленую или бурую роговую обманку и озмеевикование оливина.

Описание типичного образца

№ 245с. Оливиновое габбро.

Макроскопически: серо-зеленая среднезернистая озмеевикованная порода, состоящая из полевого шпата, пироксена и змеевика.

Текстура массивная.

Под микроскопом: минералогический состав—оливин, плагиоклаз, моноклинный пироксен, магнетит, змеевик, цеолит.

Порода равномернозернистая с величиною зерен в среднем 3 мм. Структура габбровая. Плагиоклаза 40—45%, оливина 35—40% и пироксена 15—20%.

Измерение плагиоклаза: № 92; ⊥ [010] (B Ng — 46, B Nm — 61, B Np — 57). Неправильной формы зерна плагиоклаза рассечены жилками цеолита, местами значительно замещающего плагиоклаз. Зерна оливина разбиты трещинками, по которым идет озмеевикование обычного типа.

b) Габбро нормальное

(Образцы: №№ 67, 101, 102, 109, 139, 166а, 233/23, 233/27, 232, 232а, 233/12, 233/21, 237, 240, 282а, 298а, 314, 320, 325, 327, 331, 332а, 342, 390, 391, 392)

Эти породы состоят в основном из плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Макроскопически данные породы представлены большею частью среднезернистыми, реже крупно- и мелкозернистыми разностями, то равномернозернистыми, то порфировидными. Величина зерен в большинстве случаев 3—4 мм. В крупнозернистых величина зерен пироксена достигает 1—1,5 см и редко 3 и 4 см. Цвет этих пород светло- и темнозеленовато-серый, серо-зеленый, светло- и темносерый и иногда зеленый, различной интенсивности.

Текстура габбро чаще всего однородная, массивная, переходящая в такситовую, как конституционную, так и структурную. Реже текстура параллельно-линейная и сланцеватая, причем, как правило, породы последних текстур сильнее изменены минералогически, т. е. полевые шпаты разложены и обладают матовым блеском, а пироксены несколько амфиболитизированы.

Структура. Среди пород нормальных габбро наблюдаются следующие структуры.

1. Габбровая обычного типа. Иногда взаимоотношения плагиоклаза и пироксена сильно замаскированы процессами вторичных изменений, вследствие которых зерна плагиоклаза сливаются в одно целое, представляющее непрозрачное образование соссюрита, а роговая обманка, образующаяся за счет пироксена, иногда вдается тонкими призмочками в соссюрит. С появлением некоторой неравномернозернистости, где в общей мелкозернистой массе включены зерна пироксена до 3—4 мм, данная структура переходит в порфировидную. Редко наблюдается несколько более выраженный идиоморфизм пироксена по отношению к плагиоклазу.

2. Порфировидная структура — большие зерна моноклинного пироксена (величиною до 5 мм) — находится в мелкозернистой массе, имеющей иногда офитовую структуру. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза и пироксена величиною около 0,1—0,8 мм.

3. Пойкилитовая структура встречается там, где более крупные зерна вторичной роговой обманки включают мелкие кристаллики плагиоклазов.

4. Редко встречается структура, близкая к типичной офитовой.

5. Псевдопорфировая структура, обусловленная сохранившимися порфировидными зернами плагиоклаза и пироксена до 4 мм величиной, находящимися в мелкозернистой, сильно дробленной и минералогически измененной массе.

6. Кристаллобластическая структура наблюдается иногда в основной массе псевдопорфировой структуры.

Последние две структуры характерны для габбро, значительно подвергшегося динамотермальному метаморфизму.

Минералогический состав. Главные минералы: моноклинный пироксен, плагиоклаз. Второстепенные: магнетит, апатит. Вторичные: соссюрит, серицит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, хлорит, бурая роговая обманка, тремолитовая роговая обманка.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза чаще округлой неправильной формы величиной до 4 мм. Реже они обладают некоторым идиоморфизмом, приобретая таблитчатую форму.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плат.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов
			B Ng	B Nm	B Np	
89	⊥ [010]	74°—	43	64	58	233/13
81	⊥ [001]	—	46	64	55	233/21
70	⊥ [001]	—78°	52	57	56	282a
82	⊥ [001]	86°—	44	64	57	298a
80	⊥ [100]/010	88°—	51	62	52	298a
70	⊥ [001]	79°—	50	57	58	314
75	⊥ [001]	—	48	60	57	332a
82	⊤ [100]/010	—	48	64,5	53,5	391
72	⊥ [001]	—	56	58	55,5	392

В зерна плагиоклаза включены минералы эпидотовой группы, соссюрит и чешуйки серицита; иногда в них проходят жилки бесцветного хлорита.

Пироксен. Форма его в большинстве случаев изометричная, округленная; иногда пироксен приобретает слабый идиоморфизм. Величина зерен до 3—5 мм.

По своему составу пироксен представлен или слабобуроватым, часто бесцветным авгитом или бесцветным в большинстве случаев диопсид-диаллагом, имеющим иногда слабые зеленоватые оттенки.

Оптические константы:

$$Ng - Np = 0{,}025;\ \angle Ng\ [001] = 40°;\ 2v = 43° +$$
$$Ng - Np = 0{,}024;\ \angle Ng\ [001] = 39°;\ 2v = 58° +$$
$$Ng - Np = 0{,}032;\ \angle Ng\ [001] = 36°;\ 2v = +52°$$

Часто вокруг зерен пироксена наблюдаются каймы бледнозеленой или бурой роговой обманки; последняя иногда образуется по трещинкам в пироксене, а иногда в виде мелких и частых включений рассеяна по зерну пироксена. Иногда в зернах пироксена наблюдаются мельчайшие пылевидные частички магнетита, располагающиеся узкими полосками вдоль трещин спайности и появившиеся в результате распада твердого раствора.

Роговая обманка принадлежит к двум типам и образована из моноклинного пироксена. Тремолитообразная роговая обманка бесцветная, иногда слабозеленоватая. Она имеет тонкопризматический, игольчатый, переходящий в волокнистый, иногда радиолучистый габитус. Тремолитовая роговая обманка иногда целиком замещает зерна пироксенов в виде агрегата мелких чешуйчатых и игольчатых кристаллов. Иногда она растет в плагиоклазах.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}022$; $2v = 86° -$;

$\angle Ng\ [001] = 17°$

В некоторых случаях образуется бурая роговая обманка, также замещающая пироксен и обладающая в большинстве случаев неправильной округлой формой зерен.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}019$; $\angle Ng\ [001] = 13°$;

$2v = 81° -$

Плеохроизм сильный, от темнобурого цвета по Ng до слабожелтовато-буроватого по Np. Иногда зерна роговой обманки загрязнены мелкими включениями магнетита и соссюрита.

Цоизит в породах нормального габбро встречается в двух разновидностях.

1. Форма — тонкие призмочки, длиною до 1 мм при толщин- 0,1—0,05 мм. Этот цоизит образуется или в зернах плагиоклаза, врастая в него по трещинкам, или на месте разрушенного пироксена. Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}008$; $2v = +36°$. Угасание относительно удлинения прямое, характер удлинения положительный.

2. Цоизит, не имеющий кристаллографических форм и образующийся за счет плагиоклаза, иногда замещая целые зерна. Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}005$; $2v = +43°$. Некоторые разрезы зерен цоизита дают характерные аномальные синеватого цвета интерференции.

Магнетит встречается в виде неправильных, рассеянных в породе мелких зерен.

Апатит образует хорошо ограненные, правильные призмочки.

Хлорит наблюдался бесцветный и зеленоватый с плеохроизмом. Бесцветный в форме чешуй и лейст выполняет рассекающие породу трещины.

Породы нормального габбро в смысле количественных соотношений цветных и светлых компонентов довольно разнообразны. Встречаются лейкократовые разности, содержащие до 15—20% цветных компонентов, и меланократовые, содержащие 60—70%; встречаются и более основные разности — тылаиты, в которых пироксена свыше 75%. Лейкократовые габбро представлены образцами: №№ 139, 342 а тылаиты: №№ 233/27, 290k и 391.

Процессы вторичных изменений. Изменения нормального габбро можно рассматривать как результат действия дислокационного метаморфизма и автометаморфизма.

Действие первого выразилось в рассланцевании и раздроблении пород, причем некоторые зерна пироксена и плагиоклаза не только приобрели облачное погасание, но и раздробление. Иногда наблюдаются изогнутые тонкие призмочки вторичной роговой обманки (№ 102). Явления раздробления наблюдались в шлифах №№ 101, 102, 240, 391.

Автометаморфизм выразился прежде всего в переходе диопсида или авгита в роговую обманку, причем переход этот совершался как с периферии зерен, так и по трещинкам внутри зерен пироксена.

В редких случаях наблюдается переход маложелезистого диопсида в цоизит с одновременным выделением незначительных образований соссюрита (№№ 102, 67). В последнем шлифе образуется характерная ячеистая форма цоизитовых образований, обусловленная

проникновением цоизитирующих растворов по трещинкам раздробления в зерне пироксена.

Под действием хлоритовых жилок, рассекающих породу, пироксен и роговая обманка сильно хлоритизируются, переходя в агрегат мелких чешуек хлорита и остаточных иголочек и лейст тремолитовой роговой обманки. Иногда в таких агрегатах присутствует тонкопризматический цоизит (№ 233/13).

Процесс хлоритизации пироксена иногда наблюдается только по трещинкам пироксена, выполненным мелкочешуйчатым бесцветным хлоритом. Процесс хлоритизации пироксенов наблюдался в следующих шлифах:

№№ 109, 139, 189, 232, 233/13, 233/21, 273b, 240, 282a, 332a, 390, 391, 392.

Наиболее сильно развит процесс соссюритизации плагиоклазов, представленный то незначительными мелкими образованиями соссюрита в мало измененных плагиоклазах, то целиком соссюритизированными зернами плагиоклаза, иногда с выделением более крупных зерен эпидота и цоизита.

Довольно сильно распространен процесс цоизитизации, доходящий до полного замещения цоизитом многих зерен плагиоклаза, иногда с сохранением двойникового строения (шлиф № 232a).

Параллельно с соссюритизацией плагиоклаза иногда в зернах плагиоклаза происходит образование чешуек серицита и пластинок мусковита. Очевидно, в данном случае происходит привнос K в обмен на мигрировавший Na, который освободился при цоизитизации плагиоклаза. В некоторых случаях данный процесс идет позднее образования в зерне плагиоклаза соссюрита. В шлифе № 298a жилки соссюрита рассекают образования соссюрита в зерне плагиоклаза.

В редких случаях (шлиф № 232a) наблюдается рост бледнозеленой роговой обманки за счет плагиоклаза. В данном случае, очевидно, имеется привнос Fe и Mg.

Образование тремолита из пироксена происходило в некоторых случаях позднее образования цоизита, о чем можно судить по прорастании (шлиф № 233/21) волокнами тремолита тонкопризматического цоизита.

Под влиянием цоизитирующих гидротерм происходит частичная соссюритизация роговой обманки, при таком процессе, очевидно, привносится H_2.

Близ хлористых жилок, рассекающих зерна плагиоклаза, замечается незначительная хлоритизация плагиоклаза, достигающая максимума в шлифе № 325, где выделяющийся по жилкам хлорит существенно замещает плагиоклаз. В данном случае также имеется привнос H_2, Mg и в значительной степени Fe.

Процесс хлоритизации породы происходит позднее процесса соссюритизации, так как жилки хлорита рассекают образования соссюрита.

В нескольких образцах наблюдалось образование пылевидных и несколько более крупных зернышек магнетита в виде полосок, вытянутых вдоль трещинок спайности пироксена. Данное образование нужно рассматривать как распад твердого раствора.

Описание типичного образца

№ 232a. Диаллаго-диопсидовое габбро.

Макроскопически: светлозеленовато-серая среднезернистая порода, состоящая из зерен белого полевого шпата, пироксена и рого-

вой обманки. Порода равнозернистая и состоит из зерен 3—4 мм пироксена и плагиоклаза, находящихся в равном количестве. Текстура массивная.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз № 82, моноклинный пироксен, магнетит, цоизит, тремолит, хлорит.

Структура габбровая. Неправильные зерна пироксена окружены узкой каймой тремолитовой роговой обманки. Местами зерна пироксена изменены рассекающими породу хлоритовыми жилками в смесь хлорита, тремолита и цоизита.

Плагиоклаз сравнительно свежий, местами слабо соссюритизирован. В некоторых его зернах развивается в небольшом количестве роговая обманка и тонкопризматический цоизит. Некоторые зерна плагиоклаза пересечены жилками бесцветного мелкочешуйчатого хлорита, развивающегося в стороны от жилок путем замещения плагиоклаза.

c) Габбро-нориты

(Образцы №№ 198, 104)

Макроскопически: серые или зеленовато-серые среднезернистые породы, иногда имеющие неравномернозернистую структуру.

Текстура такситовая и сланцеватая.

Структура габбровая с некоторым отклонением в сторону офитовой.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз № 70—80, гиперстен, моноклинный пироксен и иногда кварц (№ 104). Второстепенные: магнетит, апатит, биотит. Вторичные: зеленая роговая обманка, эпидот, цоизит, соссюрит, хлорит.

Плагиоклаз. Форма — сравнительно идиоморфные таблички, в среднем величиною в 0,1 — 1 мм и большею частью сдвойникованные.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	Координаты			2v	№№ шлифов
		B Ng	B Nm	B Np		
70	⊥ [010]	36	64	68	82°	98
79	⊥ [010]	40	63	63,5	75°	104
76	⊥ [010]	38	63	65	76°	

Плагиоклазы свежие, лишь в редких местах наблюдаются незначительные образования соссюрита и чешуек серицита. Местами зерна плагиоклаза рассечены хлоритовыми жилками.

Ромбический пироксен представлен гиперстеном, имеющим неправильную форму. Иногда зерна его вытянуты и имеют в длину до 2 мм. За счет гиперстена образуется зеленая роговая обманка, либо в небольшом количестве в виде узких каемок вокруг

зерен гиперстена, либо в большом количестве, как, например, в дробленной породе № 98, где среди зерен роговой обманки сохранились лишь небольшие удлиненные зерна гиперстена. В гиперстене наблюдается выпадение из твердого раствора Fe в виде мелких зернышек, располагающихся преимущественно вдоль трещинок спайности.

Оптические константы гиперстена: $Ng - Np = 0{,}014$; $2v = -53°$; $\angle Ng\ [001] = 5°$.

Схема плеохроизма: Ng — слабосиневато-зеленоватый; Nm — слаборозоватый; Np — отчетливо розовый.

Описание типичного образца

Порода № 104 обогащена кварцем, количество которого достигает 25%. Кварц образует скопления зерен величиной до 1—1,5 мм и обладает заметным волнистым угасанием. Зеленая роговая обманка вторичная образует ксеноморфные зерна, включающие кристаллы плагиоклаза.

Порода № 104 состоит из	пироксена	20—25%
	плагиоклаза	35—40%
	кварца	20—25%
	роговой обманки	10—15%
	магнетита	2— 3%

d) Роговообманковые (амфиболизированные) габбро

(Образцы №№ 4, 22/2, 13, 25b, 27a, 51/23, 52a, 61/5a, 61/6, 68b, 69, 76b, 77a, 77b, 85b, 107b, 145c, 245b, 259, 265, 316b, 330, 431b, 440)

Это большею частью среднезернистые породы, окрашенные в темнозеленоватые, темносерые, реже светлозеленовато-серые цвета.

Реже встречаются мелкозернистые и крупнозернистые разности, причем в последних величина зерен роговой обманки достигает 10 мм. Иногда в данных породах наблюдается слабая и редкая вкрапленность сульфидов в виде зерен до 0,2—0,5 мм величиною.

Данные породы существенно состоят из зерен полевого шпата и роговой обманки.

Полевой шпат обладает зеленоватыми, розоватыми, буроватыми оттенками на матовых поверхностях зерен и чаще чисто белыми на блестящих плоскостях спайности.

Роговая обманка окрашена в светлозеленые, зеленовато-бурые и темнозеленые до черных цвета.

Текстура. Наиболее сильно развиты следующие текстуры: такситовая, чаще обусловленная неравномерным распределением зерен роговой обманки и полевого шпата, параллельно-линейная и гнейсовидная; редко встречается полосатая, обусловленная послойным распределением роговой обманки и полевого шпата. Массивная и однородная текстуры развиты весьма слабо, так как большинство пород сильно давлены и рассланцованы.

Структура. Часто первичная структура в сильной степени замаскирована процессами вторичных изменений. Соссюритизация плагиоклазов уничтожает форму отдельных зерен, а под влиянием дислокационного метаморфизма в данных породах происходят явления раздробления и перекристаллизации. В роговообманковых габбро наблюдались различные структуры. Габбровая структура дает иногда

некоторые отклонения в сторону офитовой и иногда в сторону более выраженного идиоморфизма зерен роговой обманки. Вследствие перекристаллизации породы иногда происходит обособление, скопление зерен роговой обманки,приводящие к образованию гломерокристаллической структуры.

В некоторых сильно давленных и дробленных породах (№№ 440, 235) среди мелкозернистой, частью перекристаллизованной частью дробленной массы с величиной зерен в среднем 0,1—0,3 мм сохранились более крупные зерна роговой обманки до 2 мм величиною. Эти породы обладают псевдопорфировой структурой, причем мелкозернистая масса имеет структуру, близкую к катакластической и кристаллобластической. В некоторых шлифах (№№ 61/5а, 61/6) наблюдалась сидеронитовая структура, правда, недостаточно типичная — неправильные зерна магнетита цементируют зерна роговой обманки. Редко плагиоклаз приобретает идиоморфизм и обусловливает офитовую структуру (№ 68).

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз № 70—80 и роговая обманка. Второстепенные: магнетит, апатит, кварц, биотит, остатки пироксена. Вторичные: тремолит, актинолит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, соссюрит, серецит, мусковит, хлорит, кальцит, цеолит.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза, чаще 1—2 мм величиною, в разрезе имеют обыкновенно неправильные округлые очертания и реже принимают изометрический таблитчатый облик. В большинстве случаев плагиоклаз дает полисинтетические двойники.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	Координаты			2v	№№ шлифов
		B Ng	B Nm	B Np		
79	⊥ [010]	40	63	63	87°	4
77	⊥ [001]	47,5	61	56	—87°	52a
74	⊥ [001]	47	54	64	90°±	68b
82	[010]	45,5	61	59,5	—	77b
78	[010]	44	59	63	87°—	107b
69	[010]	35	61	68	90°±	145b

Часто плагиоклаз изменен в темнобуровато-серую пелито-цоизитовую массу с включениями зерен эпидота, цоизита и чешуек серицита.

Роговая обманка. Зеленая роговая обманка образует неправильные зерна величиною до 2—3 мм. В редких случаях более мелкие зерна роговой обманки обладают некоторым идиоморфизмом.

Оптические константы: 2v = — 69°, 66° —; ∠ Ng [001] = 14 — 16°; Ng — Np = 0,019 — 0,024.

Тремолитовая роговая обманка чаще бесцветная, реже зеленоватая, переходящая в актинолитовую. Она встречается в форме тонких призмочек, иголочек и иногда образует волокна. Местами встречается бурая роговая обманка, по происхождению подобная зеленой.

Кварц встречается всегда в неправильных зернах, заполняющих промежутки между зернами других минералов, и иногда по жилкам рассекает зерна других минералов. Кварц имеет вторичное происхождение.

Магнетит встречается в виде неправильных мелких, в среднем 0,1 — 0,3 мм зерен, иногда заполняющих промежутки между зернами других минералов. Редко наблюдаются идиоморфные кристаллы магнетита. Количество магнетита в породах обычно не превышает 1—2% и редко достигает 5%.

Количество цветных компонентов роговообманковых габбро несколько варьирует, оставаясь в большинстве случаев в равном количестве с салическими компонентами. В лейкократовых роговообманковых габбро количество цветных компонентов выражается 15—20%, а в меланократовых — 65—70%.

Кварц в роговообманковых габбро встречается часто; содержание его колеблется в среднем около 2—3% и только в некоторых образцах увеличивается до 8—10%; в этом случае одновременно понижается основность плагиоклаза до № 46. Такие габбро уже ближе к диоритам, где они и должны рассматриваться.

Процессы вторичных изменений. Так же как и в породах нормального габбро, изменения описываемых пород обусловлены действием дислокационного метаморфизма и автометаморфизма. Действие первого выразилось во многих образцах и обусловило параллельно линейную текстуру и некоторую перекристаллизацию пород. Максимально действие этого метаморфизма выразилось в проявлении облачного погасания роговой обманки и плагиоклаза, в раздроблении зерен этих минералов и изгибах призмочек тремолита, а также в сильном рассланцевании, а местами и образовании катакластической структуры. Последняя наблюдалась в образцах: №№ 22/13, 25b, 52a, 61/5a, 61/6, 259, 431b, 440. Наблюдаются явления метаморфизма, тесно связанные с дислокационным метаморфизмом, обусловливающим своим действием явления раздробления и трещиноватости породы, т. е. создание облегченных путей для циркуляции раствора. В большинстве случаев под действием гидротерм идет образование соссюрита, часто замещающего целые зерна плагиоклаза. Иногда в соссюритовых образованиях наблюдаются более крупные зерна эпидота и цоизита. Действие гидротерм сводится к образованию из плагиоклаза гидро-алюмосиликата, при привносе Fe идет образование эпидота, при отсутствии Fe—цоизита.

Освобождающийся при процессе соссюритизации плагиоклазов Na мигрировал из породы и заместился принесенным K, образующим в плагиоклазе чешуйки серицита и мусковита. По всей вероятности, одновременно происходила частичная карбонатизация плагиоклазов с выделением ксеноморфных зерен кальцита в плагиоклазе.

Изменение роговой обманки сводится к хлоритизации ее с одновременным выделением Fe и Ca, освобождающихся в виде эпидота, зерна которого часто образуются в трещинках роговой обманки и несколько замещают последнюю.

Описываемые породы по характеру роговой обманки могут быть разбиты на две разновидности.

1. Породы с зеленой эпимагматической роговой обманкой, образовавшейся из пироксена в постмагматический период без участия сколько-либо сильно выраженного тангенциального давления (№№ 4, 22/13, 25b, 27a, 51/23, 52a, 61/5a, 61,6, 68b, 77b, 107, 145c).

2. Породы с тремолитовой или актинолитовой роговой обманкой, образовавшейся из пироксена, очевидно, в более верхних зонах метаморфизма с ясно выраженным односторонним давлением. Иногда в этих породах присутствует зеленая или бурая эпимагматическая роговая обманка (№№ 245b, 259, 565, 330, 441b).

В шлифе № 24о амфиболитизированного габбро, по характеру своих изменений весьма близко стоящего к породам нормального и оливинового габбро, наблюдается образование цеолита в виде жилок, рассекающих образования соссюрита, а следовательно, появившегося позже. Процесс изменения породы протекал следующим образом. Вначале в породу, преимущественно по трещинам между зернами минералов, поступали термы, превратившие периферические части зерен плагиоклаза в кайму соссюрита, причем центральные части кристаллов оставались свежими. Затем примерно по тем же старым путям циркулировали растворы, давшие образование цеолита, который, не изменяя соссюрита, проникал в свежий плагиоклаз и целиком его замещал. Дальнейшее изменение пород выразилось в слабом окварцевании, причем это происходило в позднейшее время, так как кварцевые жилки секут образования соссюрита. В редких случаях удается наблюдать образование жилок альбита, рассекающих зерна пироксена (№ 145с).

Описание типичного образца

№ 26а. Роговообманковое соссюритизированное габбро.

Макроскопически: темносерая среднезернистая порода, состоящая из зерен темнозеленой роговой обманки и белого полевого шпата.

Текстура — такситовая. Под микроскопом: минералогический состав — главные минералы: роговая обманка, плагиоклаз № 51; второстепенные: кварц, апатит, магнетит; вторичные: соссюрит, эпидот, цоизит, серицит.

Структура габбровая.

Количество	зеленой роговой обманки	около 35%
	измененного плагиоклаза	„ 60%
	магнетита	„ 2%
	прочих	„ 3%

Соссюритизированные зерна плагиоклаза содержат более крупные зерна эпидота и цоизита и мелкие чешуйки серицита. Роговая обманка несколько хлоритизируется. Порода рассечена хлорито-эпидотовыми жилками.

е) Габбро-амфиболиты

(Образцы: №№ 25f, 25-, 51/1, 226b, 236/84b)

Эти породы, состоящие из роговой обманки и подчиненного количества плагиоклаза, образовались в результате перекристаллизации пород группы габбро и характеризуются сильным рассланцеванием.

Макроскопически: темнозеленовато-серые, серые, темнозеленые, чаще мелкозернистые и реже среднезернистые породы.

Текстура. В подавляющем большинстве случаев текстура данных пород сланцеватая, имеющая переходы в более массивно-парал-

лельно-линейную и в полосчатую. Значительно реже наблюдалась такситовая текстура и еще реже линзовидная.

Структура. Наблюдаются следующие структуры амфиболитов: кристаллобластическая, обусловленная более или менее изометричными зернами или сильно развитыми призматическими кристаллами роговой обманки; псевдопорфировая, обусловленная наличием сохранившихся более крупных зерен пироксена и роговой обманки, величиною до 1—2 мм, среди мелкозернистой перекристаллизованной массы (№№ 51/1, 227, 236). В некоторых случаях зерна роговой обманки образуют скопления, создавая гломерокристаллобластическую структуру.

Минералогический состав: Главные минералы: роговая обманка, плагиоклаз №№ 50—60. Второстепенные: магнетит, апатит, моноклинный пироксен, кварц, сфен. Кроме того, всегда наблюдаются цоизит, эпидот, кальцит, соссюрит, серицит, мусковит.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза в большинстве случаев мелкие —0,2 —0,4 мм, имеют неправильную форму и вытянуты по сланцеватости. Они обычно представлены простыми индивидами и редко сдвойникованы. Иногда встречаются более крупные порфировидные вкрапленники плагиоклаза до 2 мм величиной.

Зерна плагиоклаза в большинстве случаев обладают волнистым угасанием, некоторые раздроблены.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	Координаты			2v	№№ шлифов
		B Ng	B Nm	B Np		
60	⊥ [010]	31	65	72	+78°	51/1
53	⊥ [110]	53	65	47	—	227b

Роговая обманка встречается двух типов. Зеленая роговая обманка в виде зерен неправильной формы, часто вытянутых по сланцеватости. Размеры зерен в среднем 0,5—1 мм, иногда достигают 2—3 мм.

Оптические константы: Ng — Np = 0,020; 2v = 82°; ∠Ng[001] = 19°.

Плеохроизм наиболее сильный зеленого цвета по оси Ng и бледно-зеленоватый по оси Np. По этим данным ее следует отнести к обыкновенной роговой обманке. Бесцветная роговая обманка, чаще с слабо-зеленоватым оттенком. Формы — вытянутые по сланцеватости тонкие призмочки нередко тонко волокнистого характера. Часто зерна роговой обманки обладают волнистым угасанием, а тонкие призмочки и волокна изогнуты.

Оптические константы: Ng—Np=0,021; ∠Ng [001] = 15°; 2v = —86°.

По этим данным вторая роговая обманка относится к актинолит-тремолиту и представлена разновидностями, стоящими ближе то к актинолиту, то к тремолиту.

Пироксен встречается в виде редких остаточных зерен неправильной формы, обычно дробленных и имеющих волнистое угасание. Величина зерен до 1,5 мм в поперечнике.

Магнетит встречается в виде неправильных мелких зерен, рассеянных в породе.

Данные породы сложены преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом, причем количество цветных компонентов доходит до 90% и опускается до 50—55%.

В некоторых породах наблюдалось значительное количество сфена, зерна которого вытянуты по сланцеватости породы.

Как в нормальном и роговообманковом габбро, так и в амфиболитах развит процесс соссюритизации и серитизации плагиоклазов, выразившийся в данном случае значительно слабее. В некоторых породах наблюдается сильная карбонитизация, возникшая под воздействием растворов, богатых содержанием CO_2 и проникающих в породу по трещинкам разлома. Кальцит выполняет трещинки и замещает плагиоклаз и роговую обманку, возможно, с одновременным образованием эпидота, зерна которого часто можно наблюдать в зернах роговой обманки.

Описание типичного образца

№ 227b. Полевошпатовый амфиболит. Табл. II (рис. 48 и 49).

Макроскопически: зеленая, мелкозернистая с более крупными вкрапленниками пироксена порода, имеющая сланцеватую текстуру.

Под микроскопом: минералогический состав — главные минералы: слабозеленая роговая обманка, плагиоклаз и остатки пироксена; второстепенные: магнетит; кроме того, наблюдаются соссюрит, эпидот и цоизит.

Структура — псевдопорфировая, причем структура мелкозернистой массы — кристаллобластическая.

Количество	роговой обманки	55%
	пироксена	10—15%
	плагиоклаза	30—35%

Пироксен в виде более крупных, неправильных зерен до 1,5 мм величиною наблюдается в периферических, несколько дробленных частях. Эти зерна находятся в основной массе, состоящей из роговой обманки и плагиоклаза. Форма зерен роговой обманки — мелкие и тонкие призмочки, вытянутые в одном направлении и огибающие зерна пироксена.

Плагиоклаз местами слабо соссюритизирован с выделением более крупных зерен эпидота и цоизита.

2) Группа диорита

Эта группа представлена весьма бедно. В сущности ее единственным представителем являются кварцевые диориты. Типичные диориты совсем отсутствуют. От кварцевых диоритов мы имеем непосредственные переходы к габбро-диоритам, а от последних к габбро.

Габбро-диориты являются породами переходными между диоритами и габбро; по минералогическому составу они стоят ближе к диоритам, почему и отнесены к описываемой группе.

а) Габбро-диориты

(Образцы: №№ 28а, 30, 31, 32а, 33, 35а, 48, 49а, 49b, 55, 103, 145а, 180а)

Макроскопически данные породы представлены в большинстве случаев среднезернистыми, реже крупнозернистыми разностями, окрашенными в светлосерый и серый цвета. Величина зерен чаще 2—4 мм, но в крупнозернистых разностях зерна полевого шпата достигают 1 см в поперечнике.

Текстура габбро-диоритов чаще всего такситовая, обусловленная преимущественно неравномерным распределением цветных компонентов. Реже наблюдается параллельно-линейная и гнейсовидная, иногда переходящая в полосатую. Еще реже габбро-диориты имеют массивную текстуру.

Структура. Среди структур габбро-диоритов чаще наблюдается гипидиоморфнозернистая, обусловленная призматическими кристаллами плагиоклаза и менее идиоморфными зернами роговой обманки, образовавшимися после плагиоклаза. Местами наблюдается пойкилитовая структура, а в шлифе № 32b — порфировидная. Последняя выражена призматическими кристаллами плагиоклаза величиной до 4 мм, находящимися в мелкозернистой массе.

В породах, подвергшихся дислокационному метаморфизму, первичная структура усложнена появлением элементов кристаллобластической структуры, выражающихся в частичной перекристаллизации породы в целом и в частности — в перекристаллизации некоторых более крупных зерен роговой обманки в агрегат более мелких.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, зеленая роговая обманка, кварц. Второстепенные: биотит, апатит, магнетит, остатки моноклинного пироксена, ортоклаз. Вторичные: эпидот, цоизит, клиноцоизит, соссюрит, серицит, мусковит, хлорит, кальцит.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза, величиною в среднем около 2 мм и реже до 4 мм, имеют чаще неправильную округлую, но в некоторых случаях — призматическую и таблитчатую форму. В последних случаях кристаллы плагиоклаза обладают хорошо выраженной зональностью с большим содержанием альбитовой молекулы в периферических частях. Центральная часть этих табличек изменена более сильно, а периферическая сравнительно свежая. В большинстве случаев плагиоклаз образует двойники.

Состав плагиоклаза определяется 46—52% анортита.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов
			B Ng	B Nm	B Np	
46	⊥ [010]	80°+	23,5	67	82	28а
52	⊥ [010]	—	26	67	78	30
53	⊥ [010]	—	27	66	76	32а
48	⊥ [010]	80°+	27	65,5	78	33
55	⊥ [010]	76°+	29	63	76	46
46	⊥ [010]	70°+	25	66	83	49а
52	⊥ [010]	87°+	34	60	77	49b
52	⊥ [010]	82°+	26,5	67	77	50
46	⊥ [010]	+78°	24	66	83	145а

В большинстве случаев зерна плагиоклаза загрязнены мелкими включениями соссюрита и чешуйками серицита.

Роговая обманка встречается в зернах 2—3 мм величиною. Большие зерна роговой обманки ксеноморфны или неполно ограничены гранями. Более мелкие зерна обладают большим идиоморфизмом.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}023$; $\angle Ng\ [001] = 15°$; $2v = -64°$.

Схема плеохроизма:

Ng — синевато-зеленый
Nm — зеленоватый
Np — бледножелтовато-зеленый.

По этим данным роговая обманка относится к обыкновенной. Зерна роговой обманки местами содержат более мелкие зерна эпидота.

Кварц. Образует неправильные зерна, выполняющие промежутки между зернами других минералов. Иногда встречается кварц вторичного происхождения, образующий тонкие жилки, рассекающие породу. В давленных породах зерна кварца обладают ясно выраженным облачным погасанием. Иногда вместе с ортоклазом кварц образует микропегматит.

Ортоклаз образует мелкие, 0,1—0,2 мм, ксеноморфные зерна.

Биотит образует пластинки, часто более идиоморфные, чем зерна роговой обманки, в которые он часто клиноподобно вдается. Иногда пластинки биотита врастают в роговую обманку и плагиоклаз. Биотит образован как в магматическую фазу в виде коррозионных кайм вокруг зерен роговой обманки, так и в несколько более позднюю фазу, когда образование биотита идет за счет роговой обманки и плагиоклаза при наличии пневматолитов. Биотит обладает сильным плеохроизмом от черно-бурого до бледножелтоватого цвета. Иногда пластинки биотита сильно изогнуты.

Магнетит образует мелкие неправильные зерна, рассеянные в породе.

Описываемые габбро-диориты тесно связаны с породами группы габбро. Связь эта обусловливается постепенным повышением №№ плагиоклаза и повышением содержания цветных компонентов от габбро-диоритов до габбро.

Как и в роговообманковом габбро, в описываемых породах пользуется широким распространением кварц, доходя в некоторых случаях до 10%.

Количество цветных компонентов равно 20—30%, но иногда оно поднимается до 40—50%. В некоторых породах присутствует незначительное количество ортоклаза (№ 326).

Процессы вторичных изменений. Изменения описываемых пород под влиянием дислокационных факторов сводятся к частичной перекристаллизации минералов и приобретению в некоторых случаях параллельно-линейной текстуры. Такие минералы, как кварц и плагиоклаз, приобретают волнистое угасание.

Кроме дислокационных воздействий, данные породы претерпели гидратизацию плагиоклазов, выразившуюся в соссюритизации с выделением более крупных зерен эпидота и цоизита. В некоторых породах плагиоклаз целиком изменен в серовато-бурую в проходящем свете массу.

Параллельно с соссюритизацей идет образование серицита, причем сущность и последовательность этих процессов такие же, как и в породах группы габбро.

Более поздним процессом гидротермального изменения габбро-диоритов является пренитизация пород. Этот процесс наблюдается в шлифе № 33, где пренитовые жилки рассекают эпидотоцоизитовые образования.

Среди изменений роговой обманки в первую очередь нужно отметить сравнительно широко распространенный процесс хлоритизации ее. В большинстве случаев при замещении хлоритом роговой обманки идет образование эпидота за счет освобождающихся при хлоритизации Fe и Ca. Иногда вблизи хлоритовых жилок, рассекающих породу, наблюдается незначительная хлоритизация плагиоклаза. Процессом хлоритизации несколько затронут также и биотит.

Описание типичного образца

№ 28а. Кварцевый габбро-диорит.

Макроскопически: светлосерая среднезернистая порода, состоящая из молочно-белого полевого шпата, кварца и более крупных зерен черной роговой обманки величиною до 4 мм.

Текстура — такситовая.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз № 46, зеленая роговая обманка, кварц, биотит, магнетит, апатит, эпидот, соссюрит, серицит.

Структура — гипидиоморфнозернистая.

Количество:
- Плагиоклаз — 60—65%
- Роговая обманка — 20—25%
- Кварц — 5,8%
- Биотит — 32,5%

Плагиоклаз наблюдается в форме слабо идиоморфных призмочек величиною 1—1,5 мм, местами соссюритизированных и засоренных чешуйками серицита, располагающимися преимущественно по трещинкам спайности.

Роговая обманка образует чаще неправильные зерна, иногда с слабо выраженными гранями.

Биотит, сильно плеохроирующий от черно-бурого до бледножелтоватого цвета, встречается в форме мелких, 0,2—0,3 мм, пластинок.

b) Кварцевые диориты

(Образцы №№ 36, 37, 39).

Макроскопически: розовато-серые среднезернистые породы, состоящие из розовато-буроватого плагиоклаза, черной роговой обманки и кварца.

Текстура — массивная.

Структура. Из структурных особенностей кварцевых диоритов в первую очередь нужно отметить идиоморфизм кристаллов главных породообразующих минералов — роговой обманки и плагиоклаза. Зерна плагиоклаза идиоморфны и в большинстве случаев образуют призмочки, создавая призматическую структуру. Зерна роговой обманки чаще не полно ограничены гранями и реже, в более мелких зернах, обладают

более сильным идиоморфизмом. Зерна кварца ксеноморфны и заполняют промежутки между зернами других минералов. В целом структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, зеленая роговая обманка, кварц. Второстепенные: магнетит, апатит, микроклин. Вторичные: кальцит, хлорит, эпидот, цоизит, соссюрит, серпит.

Плагиоклаз. Зерна плагиоклаза призматического габитуса, обладают величиною в среднем 2—2,5 мм. В разрезе они представляются удлиненными табличками, сравнительно идиоморфны, с хорошо выраженной зональностью. Внешняя часть зерен более свежая и обладает меньшим углом угасания, нежели более основная срединная часть, которая в большинстве случаев изменена — соссюритизирована и каолинизирована. Состав плагиоклаза выражается 34—37% анортита.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	Координаты			2v	№№ шлифов
		B Ng	B Nm	B Np		
34	[010]	76—	32	33	82°—	36
37	⊥ [010]/[010]	77	62	37	72°+	39

Роговая обманка. Величина зерен роговой обманки в среднем 2—2,5 мм. Крупные зерна неполно ограничены гранями. Более мелкие зерна более идиоморфны и часто имеют в разрезе ромбовидную форму. Роговая обманка такая же, как в габбро-диоритах, т. е. зеленая с плеохроизмом от синевато-зеленого по Ng до бледножелтовато-зеленого по Np.

Кварц образует неправильной формы зерна, выполняющие промежутки между зернами других минералов.

Микроклин образует неправильные округлые зерна, всегда ксеноморфные, величиною 0,3—0,4 мм, с характерной решеткой, довольно тонкой в данной породе.

Содержание цветных компонентов в кварцевых диоритах колеблется от 15 до 25%. Большим распространением пользуется кварц, содержание которого колеблется от 10 до 20%. В шлифе № 36 наблюдается микроклин, содержание которого незначительно — 5%.

Эти породы тесно связаны с габбро-диоритами. Связь эта выражается в одинаковом минералогическом составе, в широком развитии кварца в диоритах и габбро-диоритах и в постепенном понижении номера плагиоклаза от габбро-диоритов к диоритам.

Процессы вторичных изменений. Наблюдающиеся изменения породообразующих минералов сводятся к следующему: плагиоклаз соссюритизирован и каолинизирован с последующим образованием серицита. Иногда за счет плагиоклаза образуется эпидот и цоизит. Роговая обманка в незначительной степени хлоритизируется с одновременным выделением эпидота. Характер вторичных изменений диоритов такой же, как и изменений габбро-диоритов.

Описание типичного образца

№ 39. Кварцевый диорит.

Макроскопически: розовато-серая среднезернистая порода массивной текстуры.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз № 37, зеленая роговая обманка, кварц, магнетит, соссюрит, эпидот, цоизит, серицит, хлорит.

Структура — гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаза — 60—65%; роговой обманки — 20—25%, кварца — 10—12%. Зерна плагиоклаза призматического габитуса, сравнительно идиоморфные, с хорошо выраженной зональностью. Средняя, более основная часть, соссюритизирована и включает чешуйки серицита. Зерна роговой обманки, величиною до 2 мм, менее идиоморфны и неполно ограничены гранями. Роговая обманка незначительно хлоритизирована и включает мелкие зерна эпидота. Неправильной формы зерна кварца, в среднем 0,5 мм, выполняют промежутки между зернами других минералов.

3. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Наиболее разнообразные в исследованном районе жильные породы приурочены габбро-перидотитовому массиву. Они представлены 13 разновидностями и изменяются по составу от ультраосновных пород до плагиоаплитов. По количеству цветных компонентов они могут быть разбиты на три группы: меланократовые, мезократовые и лейкократовые, т. е. здесь мы имеем непрерывный ряд, меняющийся по составу.

Жильные породы встречаются как в дунито-перидотитовых породах, так и в габбро-кварцево-диоритовом теле, причем в первых они более многочисленны и представлены более основными разностями.

Одни жильные породы встречаются только в перидотитах, а именно пироксениты, дуниты, жильные габбро; другие встречаются только в габбро: микродиориты, плагиограниты, гранодиориты; а третьи располагаются в тех и других: габбро-пегматиты, диабазы, диабазовые порфириты, плагиоклазиты и плагиоаплиты.

О взаимоотношениях разнообразных жильных пород говорить очень трудно, так как громадное большинство из них залегает обособленно, и только в некоторых случаях можно отметить переходы. К таким следует отнести прежде всего жилы габбро в обн. 47, где наблюдается, как это было отмечено в геологическом очерке, переход габбро в меланократовые габбро и даже пироксениты в весьма тонких апофизах, отходящих от габбро.

Кроме того, можно отметить взаимоотношение микродиоритов, адамелитов, плагиогранитов и плагиоаплитов, встречающихся в обн. 27, 28. Наблюдения показывают, что микродиориты образовались ранее остальных, а последние образовались, вероятнее всего, из одной лейкократовой магмы, путем взаимодействия ее с габбро-диоритами.

Относительно условий залегания подробно было сказано в геологическом очерке, здесь же мы отметим лишь некоторые петрографические особенности общего характера.

Жильные пироксениты несколько отличаются от пироксенитов, слагающих массивы. Они богаче оливином и ромбическим пироксеном и имеют наравномернозернистую структуру.

Своеобразными породами являются диабазы, близкие к тем диабазам, которые в виде многочисленных жил проходят в габбро Княспинской сопки во 2-й Вагранской даче на Северном Урале (4).

Жильные габбро в громадном большинстве случаев представлены сланцеватыми амфиболитизированными разностями, весьма сходными с роговообманковыми габбро массива. По всей вероятности, их нужно рассматривать как апофизы, отходящие от габбрового массива и проникающие в твердое и разбитое трещинами отдельности дунито-перидотитовое тело.

Остальные жильные породы ничего нового не представляют и встречаются в габбро-перидотитовых массивах более южных районов Урала, например, во 2-й Вагранской даче на Северном Урале.

1) Пироксениты

(Образцы: №№ 22/14, 43, 45, 56, 61/5c, 147, 148, 152c, 153e, 171, 186, 186c, 237c, 285c, 300, 306, 396, 411).

Свежие разности описываемых пород представлены темными зеленовато-серыми пироксенитами с равномерно-крупнозернистой структурой.

Величина отдельных кристаллов пироксена в среднем — около 8—10 мм, но нередко встречаются разности, сложенные кристаллами пироксена до 30 мм в поперечнике (№ 361).

Текстура пироксенитов большей частью однородная, массивная и только в сильно давленных разностях она становится несколько сланцеватой. Внешний облик пироксенитов также меняется в сильно измененных разностях.

Серпентизация, хлоритизация, тремолитизация содействуют появлению более светлой зеленоватой окраски. Обогащение вторичным магнетитом окрашивает породу в бурые тона. Более темно окрашенные пироксениты не содержат оливина.

Минералогический состав пироксенитов весьма прост и представлен следующими минералами. Главные первичные минералы: пироксен моноклинный, пироксен ромбический, оливин. Второстепенные: магнетит. Вторичные: серпентин и карбонат.

Указанное деление на главные и второстепенные минералы в данном случае несколько условно, так как колебания в количестве этих минералов приводят к тому, что в некоторых разновидностях мы должны отнести к второстепенным оливин и моноклинный пироксен, а в других — оливин и ромбический пироксен.

В отличие от пироксенитов, слагающих массивы, приходится отметить для жильных пироксенитов бо́льшее содержание оливина (как во всей группе, так и в отдельных разностях) и значительно бо́льшее развитие ромбического пироксена, количество которого иногда превышает количество моноклинного (№ 243).

В зависимости от содержания или отсутствия оливина описываемые пироксениты делятся на 2 группы:

1) Группа оливиновых пироксенитов:

(№№ 22/14, 45, 148, 153, 153a, 153e, 171, 186e, 230/3, 233/3, 233/7, 233/11, 233/26, 333/28, 237c, 285c, 300, 396, 411)

2) Группа пироксенитов (без оливина):

(№№ 56, 127, 152c, 186)

В зависимости от характера пироксена оливиновые пироксениты подразделяются на 2 подгруппы:

a) Пироксениты, состоящие главным образом из моноклинного пироксена при небольшом количестве ромбического.

(№№ 22/14, 45, 148, 153a, 153c, 171, 237c, 300, 396, 411).

b) Пироксениты, состоящие главным образом из ромбического пироксена при небольшом количестве моноклинного.

(№№ 237e, 300, 285c, 306, 396, 411)

Количество оливина в пироксенитах иногда достигает 25%; но в большинстве разновидностей оно не прывышает 10—15%.

В образцах, взятых из контакта пироксенита с перидотитом, иногда наблюдается обогащение оливином до 35—40%. Эти разности уже весьма близки к перидотитам и их характерные особенности будут отмечены при описании одного из типичных представителей данной группы.

В противоположность перидотитам в оливиновых пироксенитах оливин кристаллизовался позже пироксена и очень часто образует такие формы, которые в свое время были отмечены для ромбического пироксена некоторых разновидностей гарцбургитов — неправильные зерна с клиньями, каемки, полоски и т. д.

Такие мелкие неправильные зерна оливина нарушают ту панидиоморфную равномернозернистую структуру, которая характерна для пироксенитов.

Таким образом, под микроскопом в структуре пироксенитов мы наблюдаем некоторую неравномернозернистость, проявляющуюся за счет наличия мелких зерен оливина и реже пироксена.

Тождественность минералогического состава и процесса изменения жильных пироксенитов и пироксенитов, слагающих массивы, исключает необходимость подробного описания как отдельных минералов, так и процессов метаморфизма. Поэтому в дальнейшем описании мы лишь вкратце отметим некоторые особенности, характерные для жильных пироксенитов вообще.

Моноклинный пироксен образует вытянутые короткостолбчатые кристаллы и правильно ограниченные, несколько таблитчатые зерна. Свежий пироксен прозрачен и почти бесцветен и по всем своим свойствам тождествен с пироксеном пироксенитов, слагающих массивы.

Измерения этих пироксенитов дали следующие результаты:

$2v = 56° +$; $\angle Ng\ [001] = 45°$; $Ng - Np = 0{,}030$ (№ обр. 61/5c)

Очень часто наблюдается образование каемок эпимагматической роговой обманки вокруг зерен пироксена.

В измененных пироксенитах пироксен пересечен жилками мелкочешуйчатого антигорита. Иногда наблюдается переход пироксена в тремолит и тальк. В давленных разностях (№№ 185, 22/14, 45) зерна пироксена приобретают облачное угасание и изогнутость. Обычно эти механические деформации сопровождаются переходом спайности в отдельность и распадением крупного зерна пироксена на агрегат столбчатых зерен. Обычно в измененных разностях наблюдается обо-

гащение магнетитовой пылью, что обусловливает появление бурой окраски пироксена.

Ромбический пироксен чаще всего представлен небольшими кругловатыми зернами, зажатыми между крупными кристаллами моноклинного пироксена, нередко совместно с зернами оливина. Иногда ромбический пироксен образует включения в зерна моноклинного пироксена. Он обладает ясным плеохроизмом:

по Ng — слабозеленоватый
„ Nm — слабожелтоватый
„ Np — слаборозоватый

и характерен следующими константами:

$2v = 80° +$; $\angle Ng\ [001] = 0°$; $Ng - Np = 0{,}13$ (№ обр. 61/5с).

В оливиновых пироксенитах первой подгруппы его количество обычно незначительно — около 10% и редко — до 25% от общего количества пироксена, в оливиновых же пироксенитах второй подгруппы — до 85—95% от общего количества пироксена.

Изменение ромбического пироксена происходит путем баститизации и отальковання.

Оливин, как было отмечено, образует небольшие неправильные зерна и участки, расположенные между более крупными кристаллами пироксена, и изменяется путем перехода в хризотил и антигорит.

Магнетит встречается либо в незначительном количестве, либо достигает 15% в виде неправильных участков между зернами моноклинного пироксена. Он расположен в виде отдельных включений в форме пластинок в кристаллах пироксена.

Эпимагматическая роговая обманка образует отдельные небольшие кристаллы, расположенные между зернами пироксена и обладающие хорошей спайностью и плеохроизмом от светлозеленого до бесцветного. Очень часто роговая обманка образует каймы вокруг пироксена, причем образование кайм наблюдается главным образом вокруг мелких зерен пироксена.

Иногда наблюдается другая разновидность роговой обманки, обладающая более резким плеохроизмом:

по Ng — слабозеленоватый
„ Np ≈ Nm — почти бесцветный.

Она также образует незначительные зерна между кристаллами пироксена.

Тремолитообразная роговая обманка образует мелкие бесцветные иголочки, лежащие в массе антигорита. Тремолит образуется за счет изменения пироксена. Иногда наблюдаются более крупные кристаллы тремолитообразной роговой обманки, образующие различной крупности жилки или включения отдельных зерен в моноклинном пироксене. В некоторых случаях эти включения тремолита сильно обогащены магнетитовой пылью. Меньшие жилки тремолита, секущие пироксен, также очень сильно обогащены магнетитовой пылью. Более крупные жилки, сложенные тремолитом, магнетитовой пыли не содержат.

Хлорит встречается в виде двух разновидностей, различающихся по форме пластинок и оптическим свойствам.

Первая разновидность образует отдельные чешуйки и сноповидные агрегаты с низкими зеленовато-пепельно-серыми цветами интерференции.

Вторая разновидность образует пластинки и брусочки с светло-серыми цветами интерференции и лучистых агрегатов не образует. Очень часто интенсивная хлоритизация сочетается с значительным развитием тремолита.

Иногда наблюдается образование хлорита в виде агрегата плохо индивидуализированных мелких чешуек, подобных тем, которые наблюдались для антигорита.

Серпентин представлен обычными двумя разновидностями: антигоритовым серпентином (№№ 171, 223/7, 396, 411) и хризотиловым совместно с антигоритовым (№№ 45, 237с, 233/28).

С изменением пироксена часто связано образование антигоритовой разновидности, которая отличается от антигорита озмеевикованных перидотитов более мелкочешуйчатым агрегатом. В отличие от перидотитов, где степень озмеевикования оливина и пироксена почти совершенно одинакова, в пироксенитах при почти полном озмеевиковании оливина пироксен лишь слегка задет серпентизацией с краев.

Карбонат встречается сравнительно редко, является продуктом разрушения пироксена и приурочен к плоскостям спайности последнего.

Как было указано, пути и продукты изменения жильных пироксенитов остаются теми же, что и в пироксенитах массивов. Изменение начинается с краев пироксеновых зерен и распространяется вглубь последних. Значительно ускоряется это разрушение там, где зерна минералов несколько озмеевикованы и богаты трещинами, облегчающими доступ активных растворов в центральные части зерен.

Наиболее распространенными процессами являются амфиболитизация, тремолитизация, хлоритизация и серпентизация.

Как пример сильно хлоритизированных и тремолитизированных разностей можно отметить №№ 147 и 233/28.

Описание типичного образца

№ 61/5с. Оливиновый пироксенит.

Макроскопически: серовато-зеленая массивная крупнозернистая порода.

Под микроскопом: минералогический состав — моноклинный пироксен (диопсид) — около 65%, оливин — 15%, ромбический пироксен-гиперстен — около 10% и рудный минерал—около 3%, эпимагматическая роговая обманка—около 5%, серпентин-бастит—2—3%, вторичный магнетит — незначительное количество.

Моноклинный пироксен образует более или менее изометричные, несколько вытянутые зерна (до 5 мм в поперечнике). Пироксен совершенно свеж и лишь некоторые его зерна разбиты трещинами.

Между крупными кристаллами пироксена лежат неправильные, различной величины зерна и участки оливина. Оливин почти совершенно свеж и лишь разбит трещинами, по которым происходит интенсивное отложение вторичного магнетита; лишь самые мелкие

зерна оливина переходят в бурый, несколько слюдистый минерал, близкий к иддингситу.

Гиперстен образует небольшие неправильные зерна, часто вместе с оливином, зажатым крупными кристаллами пироксена. Он совершенно свеж и обладает хорошо различимым плеохроизмом.

Эпимагматическая роговая обманка образует каймы вокруг более крупных зерен пироксена, замещая почти целиком мелкие зерна.

Рудный минерал образует несколько оплавленные зерна, лежащие между пироксеном, или правильные ромбики, включенные в пироксеновые зерна.

2) Габбро

(Образцы: №№ 47a, 93b, 94b, 94c, 117b, 189b, 267b, 353b, 478b)

Эти жильные породы по некоторым петрографическим данным напоминают ранее описанные амфиболитизированные габбро, но имеют и некоторые свои особенности.

Макроскопически: темнозеленые, серовато-зеленые и реже серые породы. Обычно они равномерно мелкозернистые, но иногда и неравномернозернистые. Последнее объясняется наличием более крупных зерен полевого шпата или пироксена, величина которых достигает 3—4 мм.

Текстура описываемой породы преимущественно сланцеватая, реже такситовая.

Структура в большинстве случаев псевдопорфировая, обусловленная округлыми, ксеноморфными зернами, величиною до 2 мм, пироксена, роговой обманки или измененного плагиоклаза, находящимися в мелкозернистой массе кристаллов, состоящей из призматических зерен плагиоклаза, иголок тремолита и иногда чешуек хлорита. В малоизмененных жильных габбро наблюдается порфировидная структура.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен. Второстепенные: магнетит. Вторичные: соссюрит, цоизит, серицит, хлорит, цеолит, кальцит.

Плагиоклаз рассланцованных и измененных пород представлен совершенно измененными зернами с сливающимися границами. Зерна плагиоклаза в проходящем свете непрозрачны и окрашены в бурый цвет. В малоизмененных породах плагиоклаз представлен неправильными, ксеноморфными, в большинстве случаев округлыми зернами величиною в среднем 0,5—1 мм. Зерна свежего плагиоклаза иногда засорены мелкими образованиями соссюрита и чешуйками серицита. Часто на периферии таких зерен наблюдается раздробление и грануляция.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа
			В Ng	В Nm	В Np	
74	⊥ [010]	—82°	37	64	65	353b

Роговая обманка. В описываемой породе наблюдаются две разновидности роговой обманки: слабозеленоватая, почти неплеохроичная, и бледнобуроватая, часто почти бесцветная.

Бледнозеленая роговая обманка наблюдается в виде призматических кристаллов или в виде неправильных, вытянутых зерен. В шлифе № 478 наблюдаются зерна этой роговой обманки с хорошо развитыми призмами.

Ее оптические константы: $Ng - Np = -0{,}021$; $\angle Ng\ [001] = 14°$; $2v = 85°-$.

Бесцветная, иногда с буроватым оттенком, роговая обманка, встречается в таких же формах, как и бледнозеленая, но чаще наблюдаются зерна призматического и короткостолбчатого габитуса.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}022$; $\angle Ng\ [001] = 16°$; $2v = 86°-$.

Та и другая роговая обманка, следовательно, близки друг к другу по оптическим свойствам.

Обе разновидности роговой обманки являются вторичными по моноклинному пироксену.

Пироксен образует изометричные округлые зерна, величиною в поперечнике до 1 мм. Эти зерна всегда окружены каймой роговой обманки. Часто среди зерен пироксена наблюдается масса мелких зерен роговой обманки, располагающихся преимущественно по трещинкам спайности.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}023$; $2v = 61°+$; $\angle Ng\ [001] = 42°$.

По этим данным пироксен является авгитом.

Количество цветных минералов в этих породах колеблется от 20% до 75—80%, вследствие чего некоторые породы петрографически весьма близки к описанным выше габбро-амфиболитам.

Количество остаточного пироксена никогда не бывает значительным, редко достигает 10%. Чаще пироксен совсем отсутствует.

Процесс вторичных изменений по своему характеру тождествен изменениям вышеописанных пород группы габбро. В описываемых породах наблюдается переход пироксена в роговую обманку и переход последней в хлорит. Изменения плагиоклазов сводятся, главным образом к соссюритизации, пелитизации, цоизитизации и серицитизации.

В шлифе № 47а наблюдается значительно развитый процесс цеолитизации плагиоклазов, подобный описанному ранее в разделе „Оливиновое габбро".

Дислокационные воздействия выразились в значительном рассланцевании и перекристаллизации пород, а также в облачном угасании и даже дроблении зерен роговой обманки и плагиоклаза.

Описание типичного образца

Обр. 94. Амфиболитизированное габбро.

Макроскопически: серо-зеленая неравномернозернистая порода. В мелкозернистой массе лежат крупные вкрапленники измененного полевого шпата.

Текстура — сланцеватая.

Под микроскопом: минералогический состав — измененный плагиоклаз, слабобуроватая роговая обманка, цоизит, соссюрит, магнетит.

Структура—псевдопорфировая. Зерна роговой обманки и измененного плагиоклаза величиной до 1—1,5 мм находятся в мелкозернистой перекристаллизованной массе, состоящей, главным образом, из зерен роговой обманки. Структура основной массы — кристаллобластическая.

Описываемая порода состоит из роговой обманки (70—75%) и плагиоклаза (25—30%).

3) Оливиновое габбро

(Образец № 476b)

Макроскопически: темная зернистая венцовая порода, обусловленная каймами ромбического и моноклинного пироксена вокруг округлых зерен оливина, имеющих величину до 1 мм в поперечнике. Эти каймы состоят из нескольких мелких зерен, имеющих различную оптическую ориентировку.

Зерна моноклинного пироксена неправильные, чаще округлые, величиною 1—1,5 мм, также окружены тонкой каймой бесцветной роговой обманки.

Из структурных особенностей необходимо отметить меньший идиоморфизм оливина и связанного с ним пироксена по отношению к зернам плагиоклаза. Оливин и пироксен заполняют промежутки между зернами плагиоклаза, что говорит за выделение их после плагиоклаза.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, оливин. Второстепенные: магнетит. Вторичные: бесцветная роговая обманка, соссюрит, цоизит, серицит, цеолит, змеевик, иддингсит, тальк.

Плагиоклаз образует изометричные округлые зерна величиною 1—1,5 мм. Часто эти зерна с периферии изменены в кайму соссюрита, иногда вдающуюся в зерно по трещинкам спайности. Некоторые зерна плагиоклаза целиком замещены соссюритом.

Результат измерения плагиоклазов:

№№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа
			B Ng	B Nm	B Np	
95	⊥ [010]	78°—	49	60	56	476b

Оливин наблюдается в неправильных вытянуто-округлых зернах 0,5—0,8 мм величиной. С периферии и по трещинкам зерен оливина развивается красновато-бурый иддингсит и в меньшем количестве змеевик. Все зерна оливина окружены келифитовой каймой ромбического пироксена, вокруг которой местами располагается моноклинный пироксен. В некоторых зернах оливина значительно развит чешуйчатый тальк. Вместе с пироксеновой каймой оливин заполняет промежутки между зернами плагиоклаза.

Ромбический пироксен образует каймы вокруг зерен оливина, состоящие из зерен (средняя величина 0,2—0,3 мм) или образует отдельные изометричные округлые зерна несколько большей величины.

Оптические константы: Ng—Np=0,008; 2v=88°+; ∠ Ng[001]=0°.

В шлифе пироксен бесцветный и может быть отнесен к бронзиту.

Часто с периферии или по трещинкам в зернах ромбического пироксена наблюдается образование змеевика и талька.

Моноклинный пироксен (диопсид) является минералом, выделившимся непосредственно из магмы в виде неправильных зерен величиною в среднем 1 мм, а также образованным в результате воздействия более кислой магмы на ромбический пироксен. В последнем случае образуются каймы моноклинного пироксена вокруг измененных зерен оливина. В шлифе наблюдается подобный переход каймы ромбического пироксена в моноклинный. Часто зерна моноклинного пироксена окружены тонкой каймой роговой обманки.

Оптические константы пироксена: Ng—Np=0,028; 2v=51°+; ∠Ng [001]=42°.

Зерна пироксена в шлифе бесцветны.

Количественный минералогический состав данной породы может быть приблизительно выражен так:

Оливина	10—12%
Ромбического пироксена	15—20%
Моноклинного пироксена	20—25%
Плагиоклаза	45—50%

Процессы вторичных изменений. Изменения плагиоклаза выразились вначале соссюритизацией и цоизитизацией, причем это изменение шло от периферии к центру зерен. В результате этого некоторые зерна плагиоклаза целиком соссюритизировались с параллельным выделением чешуек серицита. Последующим изменением была цеолитизация плагиоклаза. Более подробно этот процесс разобран при описании глубинного оливинового габбро; в типичных габбро он также имеет значительное развитие, в результате чего некоторые зерна плагиоклаза целиком замещены агрегатом мелких зерен цеолита, имеющих низкие, серые цвета интерференции. Изменение оливина происходило под влиянием также изменяющихся по составу термальных агентов. Первоначально с периферии и по трещинкам в зернах оливина развивался иддингсит, а позже оливин переходит в желтовато-зеленый серпентин (антигорит) и в бесцветный хризотил, причем развитие серпентина идет обычным путем. Кроме того, некоторые зерна оливина отальковываются, причем время появления талька по отношению к серпентину установить не удалось. Ромбический пироксен изменен мало. По трещинкам в нем обычно развивается в небольшом количестве тальк и бастит.

4) Габбро-пегматит

(Образец № 322b)

Макроскопически: темносерая, меланократовая, крупнозернистая, неоднородная порода, сложенная преимущественно зернами роговой обманки до 4 см величиной и меньшим количеством измененного полевого шпата, заполняющего промежутки между зернами роговой обманки.

Текстура этой породы — такситовая.

Под микроскопом констатируется бесцветная роговая обманка и цоизит, образованный за счет плагиоклаза. Оптические константы роговой обманки: Ng—Np=0,023; 2v=73°—; ∠Ng [001]=17°.

Цоизит выполняет промежутки между зернами роговой обманки и проникает иногда по трещинкам в последние.

Кристаллизация описываемой породы происходила при наличии большего количества минерализаторов, понижающих температуру кристаллизации и способствовавших росту кристаллов.

5) Диабазы

(Образцы: №№ 3b, 3c, 7, 29a, 41a, 61/2a, 326a, 379b, 381b, 411)

Макроскопически: темносерые, зеленовато-серые, темно-зеленые мелкозернистые породы. Иногда встречаются порфировидные разности (когда в мелкозернистой массе включены более крупные кристаллики плагиоклаза величиною до 3—4 мм).

Текстура описываемой породы чаще однородная и иногда такситовая.

Структура в большинстве случаев офитовая и субофитовая табл. II (рис. 50 и 51), обусловленная идиоморфными призмочками и табличками плагиоклаза и менее идиоморфными зернами пироксена и роговой обманки. Иногда наблюдается порфировидная структура, обусловленная более крупными призмочками плагиоклаза, величиной до 3 мм, включенными в мелкозернистую основную массу офитовой структуры. В более свежих породах иногда основная масса панидиоморфнозернистая и состоит из мелких идиоморфных призмочек плагиоклаза и хорошо ограненных призмочек бурой роговой обманки, часто в разрезах дающих правильный ромб. В основной массе присутствуют также зерна пироксена, дающие иногда в разрезах правильные шести- или восьмиугольники.

Величина зерен основной массы равна в среднем 0,2—0,3 мм. В измененных породах часто первичная структура замаскирована процессами вторичных изменений. Иногда наблюдается пойкилитовая структура, обусловленная тем, что в более крупных (до 3 мм) зернах плагиоклаза включены мелкие идиоморфные зерна роговой обманки.

В одном шлифе (№ 379) вокруг зерен роговой обманки, включенных в плагиоклаз, наблюдается изменение последнего в частях, непосредственно прилегающих к роговой обманке. Это изменение заключается в декальцификации прилегающих частей и образовании в этих местах более кислого плагиоклаза, о чем легко судить по меньшему показателю преломления, причем ориентировка индикатрисы в измененных участках сохраняется одинаковой, но отличной от ориентировки в неизмененной части плагиоклаза. В одном шлифе встречен микропегматит, слагающий незначительные участки породы и выполняющий промежутки между главными минералами.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен. Второстепенные: магнетит, апатит, редко — биотит, сфен, кварц в пегматитовом срастании с ортоклазом. Вторичные: соссюрит, эпидот, цоизит, хлорит, кальцит.

Плагиоклаз образует в большинстве случаев правильные идиоморфные призмочки величиною в среднем 0,2—0,3 мм в основной

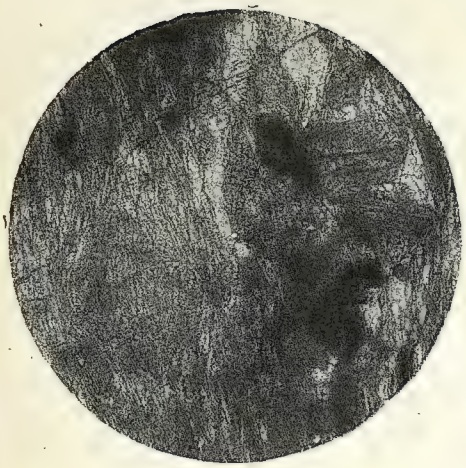


Рис. 48. Полевошпатовый амфиболит (описание см. стр. 106). Без анализатора. × 25.

Fig. 48. Feldspathic amphibolite (see description page 106). Without analysor. × 25.

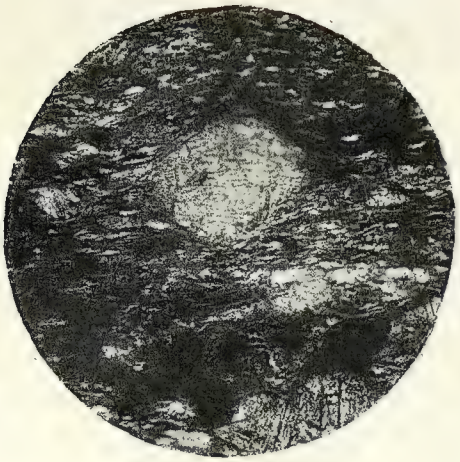


Рис. 49. Полевошпатовый амфиболит (описание см. стр. 106) В скрещенных николях. × 25.

Fig. 49. Ditto. With crossed nicols. × 25.

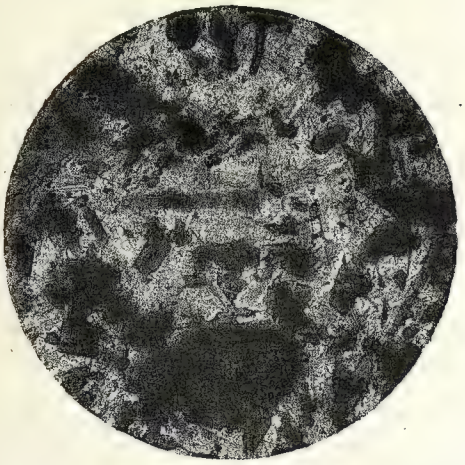
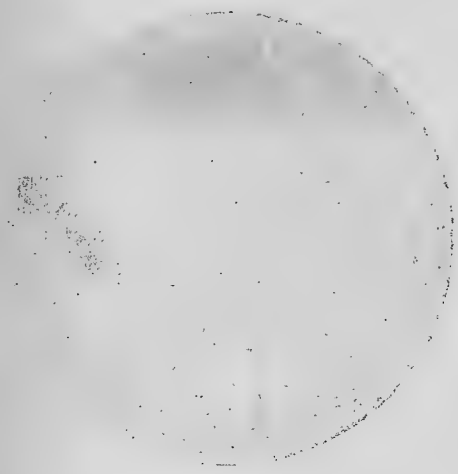


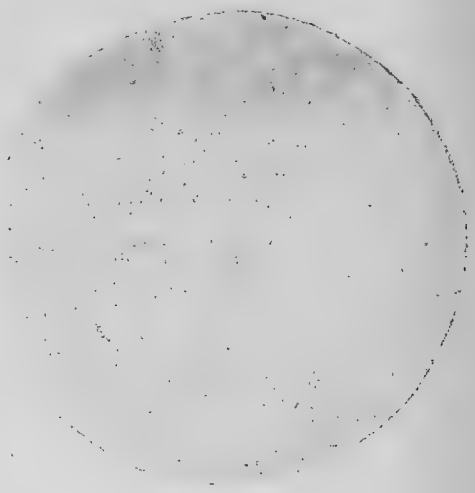
Рис. 50. Диабаз (описание см. стр. 120). Без анализатора. × 25.

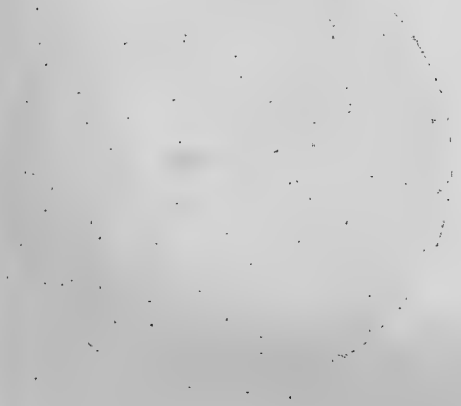
Fig. 50. Diabase (see description page 120). Without the analysor. × 25.

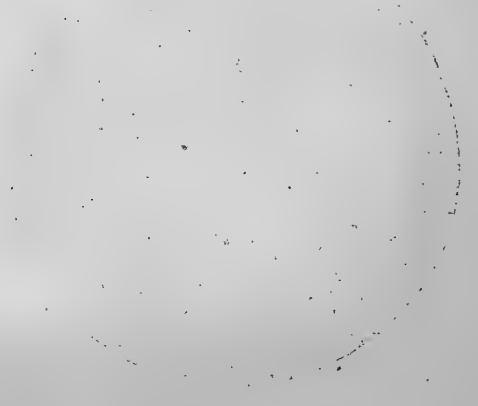
Рис. 51. Диабаз (описание см. стр. 120). В скрещенных николях. × 25.

Fig. 51. Ditto. With crossed nicols. × 25.









массе и до 3 мм в порфировидных вкрапленниках. Наблюдается хорошо выраженная зональность плагиоклаза, причем периферическая часть сложена преимущественно олигоклазом, а центральная — андезин-лабрадором. Иногда встречаются более основные плагиоклазы. Часто центральная часть зерен плагиоклаза изменена, а периферические части сравнительно свежи.

Плагиоклаз порфировидных вкрапленников обладает сильнее выраженной зональностью, является более основным и изменен более сильно, нежели плагиоклаз основной массы. Часто в этих зернах включены многочисленные зерна минералов эпидотовой группы.

Плагиоклаз совершенно свежий в малоизмененных породах и сильно, нередко целиком, соссюритизированный и пелитизированный в измененных породах.

Результаты измерений плагиоклазов

№№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов
			В Ng	В Nm	В Np	
47	⊥ [001]	—	80	52	40	7
44	⊥ [100] (010)	85°+	68	23	84	326a
61	[001]	—	60	70	37	372b
58	[001]	80°+	60	66	39	372b

Пироксен образует чаще изометричные округлые зерна и реже идиоморфные, дающие в разрезе сравнительно правильные шестиугольники. Величина зерен пироксена равна в среднем 0,3—0,4 мм.

Оптические константы: Ng—Np=0,027; 2v=+58°; ∠Ng [001]=47°.

В большинстве случаев зерна пироксена обрастают каймой буроватой роговой обманки, часто целиком замещающей пироксен.

Роговая обманка является эпимагматическим минералом, образованным из пироксена, остатки которого можно наблюдать среди зерен роговой обманки. В большинстве случаев роговая обманка образует сравнительно идиоморфные призматического габитуса кристаллы, имеющие в разрезе вид удлиненных табличек, лейст и ромбов, иногда со срезанными углами.

В некоторых породах роговая обманка обладает менее выраженным идиоморфизмом, и там можно наблюдать только отдельные грани. Величина зерен роговой обманки — 0,1—0,3 мм.

Оптические константы: Ng—Np=0,021; 2v=87°; ∠Ng[001]=9°.

Количество цветных минералов в описываемых породах колеблется от 35—40% до 65—70%, оставаясь в большинстве случаев равным 40—50%. Цветной минерал представлен главным образом бурой роговой обманкой, но встречаются породы, в которых пироксен в незначительной степени замещен роговой обманкой и составляет до 40% породы.

Широким распространением пользуется магнетит, количество которого часто доходит до 5—8% и иногда несколько выше.

В шлифах №№ 41 и 29а наблюдалось незначительное количество кварца, находящегося иногда в микропегматитовом прорастании с ортоклазом.

Процессы вторичных изменений. Среди описываемых пород наблюдаются как сильно измененные, так и свежие диабазы. В результате изменения плагиоклаз соссюритизирован и пелитизирован, часто с выделением более или менее значительных зерен минералов эпидотовой группы. Иногда некоторые зерна плагиоклаза целиком замещены эпидотом или цоизитом.

В эпимагматической фазе пироксен переходит в бурую обманку, часто замещаясь целиком. В более позднюю фазу пироксен и бурая роговая обманка подвергаются хлоритизации, иногда выраженной в сильной степени.

Иногда процесс хлоритизации роговой обманки и пироксена сопровождается выделением эпидота и кальцита. В редких случаях наблюдается незначительная хлоритизация плагиоклаза.

Описание типичного образца

№ 7. Диабаз.

Макроскопически: темносерая с зеленоватым оттенком тонкозернистая однородная порода.

Под микроскопом: минералогический состав—плагиоклаз, пироксен, бурая роговая обманка, магнетит, хлорит (мало), соссюрит, серицит.

Структура—офитовая.

Плагиоклаз наблюдается в форме призмочек, величиною в среднем 0,5—0,7 мм, с хорошо выраженной зональностью. Средняя, более основная часть зерен плагиоклаза несколько изменена, и в ней наблюдаются выделения соссюрита и серицита.

Изометрические зерна пироксена величиною 0,4—0,8 мм переходят в бурую роговую обманку, иногда целиком замещающую пироксен.

Зерна роговой обманки менее идиоморфны, чем зерна плагиоклаза. Магнетит встречается в виде неправильных округленных и лишь иногда идиоморфных зерен величиною в среднем 0,1—0,3 мм.

Порода состоит из:	плагиоклаза	50—55%
	пироксена	20—25%
	роговой обманки	15—20%
	магнетита	5— 8%

6) Плагиоклазо-пироксеновые порфириты (диабазовые порфиры)

(Образцы: №№ 3а, 21, 29b)

Макроскопически: светлосеровато-зеленые, до черно-серых, с зеленоватым оттенком афанитовые породы, иногда с редкими и мелкими (меньше 0,5 мм) порфировыми вкрапленниками плагиоклазов.

Иногда породы разбиты тонкими прерывистыми жилками сульфидов.

Текстура этих пород—однородная.

Структура—порфировая с фенокристаллами идиоморфных призмочек плагиоклаза и правильных зерен пироксена. Величина этих зерен в среднем—0,1—0,3 мм. Структура основной массы—микрокристаллическая и иногда стекловатая, слабо раскристаллизованная.

Минералогический состав. Порфировые вкрапленники: плагиоклаз, пироксен.

Основная масса: плагиоклаз, пироксен, магнетит, бурая роговая обманка.

Вторичные: тремолит, эпидот, цоизит, соссюрит, хлорит, кальцит.

Пироксен в фенокристаллах часто ограничен хорошо развитыми гранями и имеет в разрезе правильные шести- или восьмиугольники. Величина этих зерен в среднем—0,1 мм, редко—до 0,5 мм.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}022$; $2v = 54° +$; $\angle Ng\ [001] = 42°$.

По своему характеру пироксен можно отнести к авгиту.

Пироксен основной массы наблюдается в виде мельчайших зернышек неправильной, чаще округлой формы.

Плагиоклаз фенокристаллов представлен чаще идиоморфными призмочками, иногда очень тонкими. Реже наблюдаются зерна таблитчатого габитуса. Величина этих зерен в среднем—0,1—0,3 мм.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов
			В Ng	В Nm	В Np	
36	[001]	87°+	78	33	60	29b

В большинстве случаев зерна плагиоклаза изменены и загрязнены мелкими образованиями соссюрита и чешуйками серицита. Плагиоклаз основной массы изменен сильнее.

Процесс вторичных изменений выразился в соссюритизации и пелитизации плагиоклазов с одновременным образованием серицита. Этот процесс значительно развит в основной массе и часто сопровождается образованием эпидота и цоизита.

Изменения пироксена сводятся к хлоритизации зерен в основной массе. Этому процессу предшествовал процесс образования термолита за счет пироксена основной массы.

Позднейшим этапом изменения породы является иногда наблюдающееся проникновение кварцево-карбонатовых жилок, в связи с которыми замечается также образование мелких иголочек тремолита.

7) Динамометаморфизованный микродиорит

(Образец № 27d)

Макроскопически: серая мелкозернистая порода сланцеватой текстуры.

Структура—кристаллобластическая, образованная перекристаллизованными зернами роговой обманки и плагиоклаза, вытянутыми в одном направлении.

Минералогический состав—плагиоклаз, зеленая роговая обманка, кварц, магнетит, эпидот, цоизит, соссюрит, серицит, хлорит.

Роговая обманка образует мелкие неправильные зерна, вытянутые по сланцеватости.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}019$; $2v = -85°$; $\angle Ng\,[001] = 17°$.

Плеохроизм—от синевато-зеленого до желто-зеленого.

Плагиоклаз образует неправильные, часто округлые и вытянутые зерна величиною в среднем 0,2—0,3 мм. В большинстве зерен двойникового строения не наблюдается.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа	Примечание
			В Ng	В Nm	В Np		
31	[010]	89°+	15	75	87	27d	Преломление больше, чем у канадск. бальзама

Кварц является наиболее ксеноморфным и в форме мелких зерен неравномерно распределен в породе.

Количественный минералогический состав породы может быть приближенно выражен следующим образом:

роговой обманки	55—60%
плагиоклаза	35—40%
кварца	2—5%

Процессы вторичных изменений аналогичны процессам изменений пород группы диоритов. За счет роговой обманки развиваются хлорит и эпидот. Плагиоклаз переходит в минералы эпидотовой группы и соссюрит. Значительно развит процесс серитизации плагиоклазов.

8) Кварцевый диорит-порфирит

(Образец № 34)

Макроскопически: серая с зеленоватым оттенком мелкозернистая порода с порфировидными выделениями полевого шпата.

Текстура—такситовая.

Структура—порфировая.

Зерна плагиоклаза призматического габитуса до 4 мм величиною и роговая обманка в форме мелких (0,2—0,3 мм) неправильных зерен включены в раскристаллизованную мелкозернистую массу, состоящую из кварца, плагиоклаза и ортоклаза. Структура основной массы—микрокристаллическая.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз № 35, роговая обманка. Второстепенные: кварц, ортоклаз, магнетит, сфен, апатит, биотит. Вторичные: эпидот, соссюрит, серицит, хлорит.

Плагиоклаз фенокристаллов наблюдается в виде призмочек величиною до 4 мм с хорошо выраженным зональным строением. Средняя, более основная часть зерен плагиоклаза изменена и загрязнена образованиями соссюрита и чешуйками серицита.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа
			В Ng	В Nm	В Np	
35	⊥ [001] / [010]	84°+	84	63	28	34

Плагиоклаз основной массы образует мелкие неправильные зерна.

Роговая обманка образует мелкие неправильные, часто округлые зерна 0,3—0,4 мм величиною, окрашенные в слабозеленый цвет.

Оптические константы: $Ng - Np = 0{,}020$; $2v = 81°-$; $\angle Ng\ [001] = 14°$.

Плеохроизм слабый.

Ортоклаз образует редкие и мелкие зерна неправильной формы, рассеянные в основной массе.

Процессы вторичных изменений представлены в описываемой породе слабо выраженной пелитизацией и соссюритизацией плагиоклазов с выделением минералов эпидотовой группы и чешуек серицита. Роговая обманка в процессе изменения незначительно хлоритизирована.

9) Гранодиорит

(Образец № 35b)

Макроскопически: розовато-серая мелкозернистая порода массивной текстуры.

Структура описываемой породы порфировидная, обусловливаемая резко различной величиной главных минералов: плагиоклаза, микроклина и кварца. Местами кристаллы плагиоклаза, имеющие призматический габитус, создают структуру, близкую к призматической.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, микроклин. Второстепенные: биотит, магнетит, апатит, сфен. Вторичные: хлорит, эпидот, соссюрит, серицит.

Плагиоклаз образует призмочки в среднем в 1 мм величиною без ясно выраженных граней.

Зерна плагиоклаза резко зональны. Внешняя часть зерен плагиоклаза представлена свежим альбитом. Средняя часть сложена основным олигоклазом и часто изменена в темнобурое непрозрачное в проходящем свете образование.

Микроклин образует ксеноморфные, чаще округлые изометричные, реже удлиненные кристаллы величиною в среднем 1—1,5 мм, с неясно выраженной решеткой.

Кварц представлен ксеноморфными неправильными зернами величиною в среднем 0,5 мм, заполняющими промежутки между зернами других минералов. Зерна кварца обладают хорошо выраженным столбчатым угасанием.

Биотит представлен сильно плеохроичной разностью, плеохроирующей от темнобурого до бледножелтого цвета. Чешуйки и лейсты биотита являются наиболее поздними выделениями из всех вышеописанных минералов; они заполняют промежутки между зернами других минералов и трещинки в кварце.

Сфен наблюдается в описываемой породе в форме редких идиоморфных, хорошо ограненных кристалликов, имеющих в разрезе форму правильных ромбиков.

Количественный минералогический состав породы приближенно выражается так:

плагиоклаза . . .	55—60%
микроклина . . .	25—30%
кварца	8—10%
биотита	5—7 %

Процессы вторичных изменений описываемой породы представлены хлоритизацией биотита, соссюритизацией, пелитизацией и связанной с ними серицитизацией плагиоклаза.

Интересно отметить весьма позднюю фазу образования биотита. Очевидно, после окончания кристаллизации породы в последней по образовавшимся трещинкам под влиянием пневматолитического воздействия за счет привноса K и Fe и за счет вещества породы происходит образование биотита, развивающегося главным образом за счет плагиоклаза. С этим процессом связано динамическое воздействие на породу, выразившееся в образовании трещин и столбчатого угасания кварца, а также в незначительном раздроблении, сопровождавшемся частичной перекристаллизацией породы.

10) Динамометаморфизованный адамеллит

(Образцы: №№ 28b, 28c)

Макроскопически: белые с сероватым или зеленоватым оттенком мелкозернистые и местами среднезернистые породы.

Текстура описываемых пород—параллельно-линейная и местами такситовая, создающаяся неравномерным распределением цветных минералов.

Структура—псевдопорфировая, образованная остаточными зернами микроклина и плагиоклаза величиною от 0,5—1 мм до 2—3 мм, находящимися в мелкозернистой дробленной и перекристаллизованной массе. Последняя состоит из зерен плагиоклаза, кварца и щелочного полевого шпата.

Структура основной массы близка к гранобластической, но местами усложняется некоторым линейным расположением минералов.

Некоторые порфировидные зерна плагиоклаза и микроклина с периферии раздроблены и перекристаллизованы в агрегат мелких зерен.

Встречающиеся чешуйки и лейсты биотита располагаются преимущественно в промежутках между зернами плагиоклаза и микроклина или вытянуты между зернами сланцеватости в основной массе. Местами в этой породе наблюдаются микропегматитовые участки.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, микроклин, кварц. Второстепенные: биотит, магнетит.

Вторичные: хлорит, эпидот, цоизит, немного соссюрита, мусковит, серицит.

Плагиоклаз в значительно давленной породе наблюдается в мелких неправильных зернах величиною 0,5—0,8 мм. Эти зерна с периферии раздроблены и перекристаллизованы в агрегат мельчайших зерен. В менее давленной породе плагиоклаз встречается в таблитчатых изометричных и округлых зернах, иногда также с периферии дробленных и перекристаллизованных. Величина зерен плагиоклаза колеблется около 4 мм в поперечнике.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа	Примечание
			B Ng	B Nm	B Np		
26	[010]	—85°	8	82	89	28b	Преломление меньше, чем у канадск. бальзама

Микроклин встречается либо в виде весьма мелких зерен в перекристаллизированной породе, либо в виде зерен до 2 мм в поперечнике в менее динамометаморфизованной породе. Зерна микроклина всегда ксеноморфны, чаще округлы и в большей степени, чем зерна плагиоклаза, дроблены и перекристаллизированы с периферии. Зерна микроклина имеют двойковую решетку, которая выражена довольно слабо.

Кварц в виде мелких неправильных зерен цементирует более крупные зерна других минералов и входит в основную массу породы. Местами кварц образует с микроклином микропегматитовые участки.

Биотит наблюдается в форме тонких лейст и чешуек, расположенных преимущественно в промежутках между зернами плагиоклаза или по трещинкам, рассекающим эти зерна. Биотит описываемых пород является вторичным минералом, образовавшимся за счет плагиоклаза в период перекристаллизации породы, сопровождавшейся пневматолитным привносом K и Fe.

Чешуйки биотита обладают сильным плеохроизмом от почти черного до бледножелтого цвета.

Приближенный количественный минералогический состав пород:

плагиоклаза . . . . 40—50%
микроклина . . . . 35—45%
кварца . . . . . 10—15% (№ 28b) и 20—25% (№ 28c)
биотита . . . . . 3—8 %

Главнейшими процессами вторичного изменения являются катаклаз и перекристаллизация породы, местами выраженные довольно сильно.

Химическое изменение породообразующих минералов сводится к мусковитизации и последующей хлоритизации биотита. Изменения плагиоклаза аналогичны изменениям плагиоклазов плагиоаплитов.

11) Динамометаморфизованный плагиогранит

(Образец № 27b)

Макроскопически: светлосерая среднезернистая порода такситовой текстуры.

Структура—псевдопорфировая, обусловленная слегка вытянутыми овальными остаточными зернами плагиоклазов величиною до 2 мм, находящимися в более мелкозернистой перекристаллизованной массе, состоящей из кварца, плагиоклаза и биотита.

Структура основной массы близка к гранобластической. Удлиненные пластинки биотита частью включены в зерна плагиоклаза и частью огибают их, располагаясь в промежутках между зернами. Наиболее ксеноморфные зерна кварца заполняют промежутки между зернами плагиоклаза, а местами образуют мозаичную структуру.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит. Второстепенные: магнетит, зеленая роговая обманка, сфен. Вторичные: эпидот, цоизит, соссюрит, серицит, хлорит.

Плагиоклаз порфировидных вкрапленников имеет вытянутую овальную форму и величину в среднем 1—1,5 мм. Часто наблюдается грануляция периферических частей этих зерен. Многие зерна или не сдвойникованы или дают тонкие двойниковые полоски.

Плагиоклаз основной массы имеет более неправильную форму, часто с бухтообразными очертаниями. Величина этих зерен 0,1—0,5 мм. Местами плагиоклаз загрязнен выделениями соссюрита, чешуек серицита или включает мелкие зерна эпидота.

Результат измерения плагиоклаза

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифа
			B Ng	B Nm	B Np	
25	⊥[01]	82°+	78	10	80	27b

Кварц образует мелкие зерна, величиною 0,1—0,3 мм, скопления которых заполняют промежутки между зернами других минералов. Эти скопления имеют мозаичную структуру. В зернах кварца наблюдается хорошо выраженное облачное угасание.

Биотит в форме мелких чешуек и лейст часто проникает в зерна плагиоклаза или группируется в промежутках между его зернами. Биотит описываемой породы обладает сильно выраженным плеохроизмом от бледножелтоватого до черно-бурого и является минералом, образовавшимся в более позднюю фазу, при участии пневматолитового привноса K и Fe.

Приближенный количественный минералогический состав:

кварца . . . . . 50—55%
плагиоклаза . . . . 40—45%
биотита . . . . . 5—10%

Содержание прочих минералов незначительно.

Процесс вторичных изменений представлен слабыми изменениями плагиоклаза (аналогичными изменениям плагиоклаза в плагиоаплитах) и незначительной хлоритизацией биотита.

12) Плагиоклазиты

(Образцы: №№ 42, 404b, 433b, 454)

Макроскопически: белые с сероватым или с буроватым оттенком, а иногда дымчато-серые породы. Среди этих пород чаще наблюдаются неравномернозернистые разности, когда крупные кристаллы плагиоклаза, величиною 1—3 см, включены в среднезернистую основную массу. Реже наблюдаются среднезернистые и мелкозернистые разности.

Текстура этих пород преимущественно такситовая.

Структура чаще неравномернозернистая порфировидная, обусловленная неправильными угловатыми, иногда округлыми зернами плагиоклаза величиною в среднем 2—3 мм, находящимися в мелкозернистой плагиоклазовой массе. Иногда наблюдаются равномернозернистые разности, в которых зерна плагиоклаза, величиною 3—5 мм, неправильной округлой или угловатой формы, создают аллотриоморфнозернистую структуру. Иногда зерна плагиоклазов с периферии перекристаллизованы в агрегат более мелких зерен.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз. Второстепенные: роговая обманка. Вторичные: хлорит, эпидот, цоизит, соссюрит, серицит, мусковит.

Плагиоклаз наблюдается в зернах — от весьма незначительных зерен до 8—9 мм в поперечнике. Чаще развиты зерна величиною 2—4 мм. Форма зерен плагиоклаза чаще округлая изометричная с неровными бухтообразными очертаниями. Нередко одно зерно неправильными выступами вдается в другое. По своему характеру плагиоклаз является или альбитом или альбит-олигоклазом. В большинстве случаев зерна плагиоклаза или совершенно не сдвойникованы или образуют весьма тонкие полисинтетические двойниковые полоски.

Результаты измерений плагиоклазов

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№ шлифов	Примечание
			B Ng	B Nm	B Np		
3	[001]	76°+	72	20	87	404b	Преломление ниже, чем у канадск. бальзама
8	[010]	80°+	8	82	88	433b	

В некоторых случаях наблюдается грануляция с периферии зерен плагиоклаза и раздробление, сопровождающееся изогнутием двойниковых полосок (№ 404b). Иногда зерна плагиоклаза загрязнены пелитовыми частицами или мелкими скоплениями соссюрита. В описываемой породе иногда наблюдаются в виде включения агрегаты мел-

ких кристалликов бесцветной термолитовой роговой обманки, повидимому, образованной за счет захвата обломков перидотита.

Процесс вторичных изменений выражен в описываемых породах слабо и сводится к незначительной пелитизации и соссюритизации плагиоклаза, сопровождающихся выделением чешуек серицита. Иногда за счет плагиоклаза развиваются мелкие зерна эпидота и цоизита.

Описание типичного образца

№ 404b. Альбитит.

Макроскопически: белая, местами с буроватым оттенком, среднезернистая порода такситовой текстуры.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз, немного тремолитовой роговой обманки, соссюрит.

Структура — неравномернозернистая.

Плагиоклаз в форме неправильных округлых зерен до 3 мм величиною. Наблюдается грануляция с периферии некоторых зерен плагиоклаза под влиянием давления, вызвавшего в некоторых зернах облачное угасание и изгибы двойниковых полосок. Местами плагиоклаз пелитизирован и засорен мелкими образованиями соссюрита.

13) Плагиоаплиты

(Образцы: №№ 5, 27c, 100b, 180b)

Макроскопически: светлосерые или белые крупнозернистые, реже мелкозернистые породы, сложенные существенно молочно-белым полевым шпатом и кварцем с редкими незначительными зернами цветных минералов (роговой обманки, слюды). Полевой шпат имеет местами буроватые, зеленовато-серые оттенки.

Текстура описываемых пород чаще такситовая, реже однородная.

Структура — порфировидная. Изометричные округлые зерна плагиоклаза величиною в среднем 1—3 мм включены в мелкозернистую перекристаллизованную массу зерен кварца и плагиоклаза величиною в среднем 0,2—0,3 мм. Перекристаллизации подвержены также и порфировидные зерна плагиоклаза, которые в периферических частях перекристаллизованы в агрегат мельчайших зернышек плагиоклаза. Местами кварц образует мозаичную структуру основной массы.

Минералогический состав. Главные минералы: плагиоклаз, кварц. Второстепенные: роговая обманка, биотит. Вторичные: хлорит, эпидот, цоизит, соссюрит, серицит.

Плагиоклаз встречается чаще в форме широкотаблитчатых, округлых и иногда удлиненных зерен размером в среднем 1—3 мм и реже до 7 мм. В некоторых случаях эти зерна представлены мельчайшими двойниковыми полосками, иногда перекрещивающимися и образующими решетку. Иногда двойникового строения в зернах плагиоклаза не наблюдается. Местами зерна плагиоклаза незначительно загрязнены мелкими образованиями соссюрита и чешуйками серицита (см. таблицу на стр. 131).

Кварц образует неправильные мелкие зерна с выступами и бухтообразными очертаниями. Размер зерен колеблется от 0,1 мм и меньше до 0,5—0,8 мм. Часто в основной массе кварц образует мозаичную структуру. Большая часть зерен кварца обладает хорошо

Результаты измерений плагиоклазов

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов	Примечание
			B Ng	B Nm	B Np		
34	⊥ [010]	— 88°	15	76	86	27c	Преломление больше, чем у канадского бальзама
28	⊥ [001]	— 84°	80	11	86	100b	
31	⊥ [010]	90°	10	80	88		

выраженным столбчатым угасанием. Количество цветных минералов в описываемых породах ничтожно; они встречаются в форме редких мелких, сравнительно идиоморфных удлиненных зерен.

Содержание кварца колеблется от 10 до 60%, но чаще 40—45%.

Процессы вторичного изменения выражены в данной породе весьма слабо и представлены незначительной соссюритизацией и пелитизацией плагиоклаза, сопровождавшихся выделением зерен эпидота и чешуек серицита.

В шлифе № 5 наблюдается, что породу рассекает жилка бесцветного хлорита тонковолокнистого, иногда радиально-лучистого строения. Местами этот хлорит по жилкам в незначительной степени замещает плагиоклаз. Биотит и роговая обманка иногда замещены хлоритом. В общем плагиоаплиты являются довольно свежими породами.

Описание типичного образца

№ 180b. Плагиоаплит.

Макроскопически: белая крупнозернистая порода такситовой текстуры.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз, кварц, немного хлорита, соссюрит, цоизит, серицит.

Структура порфировидная. Более крупные продолговатые, местами округлые зерна плагиоклаза, величиною 2—4 мм и удлиненные до 5 мм, включены в мелкозернистую массу кварца, имеющую местами мозаичную структуру. В плагиоклазе наблюдаются незначительные образования соссюрита, цоизита и чешуек серицита.

Примерный количественный минералогический состав породы:

кварца . . . . . 45—55%
плагиоклаза . . . . . 45—55%

Б. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

В эту группу отнесены породы, вмещающие габбро-перидотитовый массив и развитые главным образом по северо-западную сторону последнего.

О взаимоотношении и происхождении этих пород сказано в геологическом очерке, здесь же мы остановимся на краткой петрографической их характеристике.

1) Филлитовые глинистые и углисто-глинистые сланцы

(Образцы: №№ 416, 418, 419, 455)

Это темносерые, фиолетовые и зеленовато-серые тонкосланцеватые породы, нередко пронизанные по сланцеватости тонкими жилками кварца и кальцита.

Под микроскопом эти породы представляют тонкозернистый агрегат, состоящий из мельчайших зерен кварца, эпидот-цоизита, чешуек серицита и того или иного количества глинистого и углистого вещества. Нередко встречается кальцит либо в виде отдельных зерен, либо в виде жилок. Структура пород либо пелитовая, либо алеврито-пелитовая.

Текстура полосчатая, обусловленная неравномерным распределением глинистого вещества и кварцевой массы, слагающих неправильные вытянутые участки и полосы. Замечается также неравномерное обогащение участков серицитом и эпидотом.

Эти сланцы являются малоизмененными типичными осадочными породами, составляющими главную часть эффузивно-осадочного комплекса, они располагаются по северо-западной стороне габбро-перидотитового массива и подстилают последний.

2) Слабоизмененные туфы

(Образцы: №№ 40a, 40b)

Эти породы являются также малоизмененными кластическим породами, первичная структура которых выражена отчетливо.

Это темнозеленые, зелено-серые породы, имеющие довольно неоднородное строение, различимое даже невооруженным глазом.

Они залегают среди измененных эффузивно-осадочных пород в нижнем течении р. Конгор, т. е. по восточную сторону габбро-перидотитового массива.

Под микроскопом ясно видна обломочная структура, обусловленная угловатыми обломками плагиоклаза, одного или совместно с участками основной массы эффузивов. Цементом, очевидно, являются мелкие обломки тех же эффузивов, подвергшиеся наиболее сильному изменению. В цементе обильно развивается эпидот-цоизит и хлорит, а местами — агрегат вторичного кварца. Развитие хлорита и эпидота происходит также и в обломках эффузивов и в кристаллах плагиоклазов. Последние представлены чаще альбитом, вероятно, образованным путем декальцификации более основного плагиоклаза, и реже андезином, о котором можно судить по более высокому преломлению, чем у канадского бальзама.

Из вторичных минералов, кроме того, развивается серицит, располагающийся в зернах плагиоклазов.

Результаты измерений плагиоклазов

№ плаг.	Закон двойн.	2v	Координаты			№№ шлифов	Примечание
			В Ng	В Nm	В Np		
3	[001]	72°—	74	18	84	40a	Преломление меньше, чем у канадск. бальзама
3	[001]	72°—	75	15	89	40b	

3) Известково-альбитово-серицитовые сланцы

(Образец № 430а)

Это светлые зеленовато-серые сильно сланцеватые и полосчатые породы.

Полосчатая текстура данных пород обусловливается послойным распределением карбоната, эпидота и альбито-серицитовой массы. Особенно большие скопления серицита наблюдаются на плоскостях сланцеватости, придавая породам шелковистый блеск в изломе.

Под микроскопом эти породы состоят из параллельно ориентированных полосок альбито-кварцево-карбонатового агрегата, чередующихся с полосками, состоящими из серицита, хлорита и эпидота, причем последние полоски преобладают над первыми. Кроме того, в породе присутствует довольно много зерен титанита, разбросанных в беспорядке.

Данная порода является производной из осадочных, типа известково-глинистых сланцев и находится в чередовании с филлитовыми углисто-глинистыми и филлитовыми глинистыми сланцами.

4) Эпидотово-хлоритово-альбитово-роговообманковые сланцы

Эти разности представлены грубо- или тонкосланцеватыми зеленовато-серыми породами, в которых иногда макроскопически ясно различимы примазки эпидота, жилки и участки карбоната.

Под микроскопом эти породы состоят из вторичного альбита, игольчатого или тонкостолбчатого амфибола, кварца, эпидот-цоизита, хлорита, карбоната и сфена (лейкоксена).

Количественные взаимоотношения этих минералов непостоянны. Чаще всего преобладает амфибол и минералы группы эпидот-цоизита. Эпидот-цоизит встречается в крупных зернах, заместивших зерна плагиоклаза, или вместе с амфиболом образует мелкозернистый агрегат.

Амфиболы представлены игольчатыми и тонкостолбчатыми разновидностями, различно окрашенными. Чаще всего наблюдается зеленовато-синий амфибол — разность, близкая к глаукофану. Но нередко наблюдаются разновидности, стоящие ближе к актинолиту с типичной для него зеленоватой окраской.

Таким образом, мы имеем здесь различных представителей амфиболов ряда актинолита-глаукофана. Неокрашенные разновидности амфиболов, близкие к термолиту, почти не наблюдаются.

Кроме тонких столбиков и иголочек, амфиболы иногда образуют лучистые сферолитовые агрегаты.

Вторичный альбит развит незначительно. Лишь в некоторых разностях он образует более крупные зерна (№ 421).

Хлорит также мало развит. Обычно он образуется путем замещения амфибола. Весьма сильно развит карбонат, образующий иногда крупные зерна, которые слагают неправильные участки и образуют совместно с эпидотом и амфиболом мелкозернистый агрегат.

Описываемые породы имеют неоднородную параллельно-линейную текстуру, обусловленную главным образом одинаковой ориентировкой столбиков и иголочек амфибола.

Структура данных пород весьма неоднородна. Участками она близка к нематобластической, участками подобна лепидобластической, а местами имеет вид роговиковой.

Описываемые породы неоднородны по составу, что связано естественно с происхождением их, почему трудно дать общую характеристику, вполне отражающую все разновидности данной группы.

Гораздо большее представление об описываемых породах можно составить на основании характеристики отдельных типичных образцов, которыми мы иллюстрируем данную группу больше, чем обычно.

Данные породы образовались как из типично осадочных пород типа известково-глинистых сланцев, так и из туфогенных и изверженных (эффузивных, а может быть, и глинистых) пород. Более вероятно, что главная масса этих пород является производной из туфогенных образований.

Та особенность, что данные породы имеют подчиненное количество кварца и просто бедны им, указывает на то, что исходные породы были бедны кремнеземом. Эффузивы, вероятно, относились к основной или средней магме, а туфогенные породы состояли из обломков эффузивов.

Описываемые породы встречаются как по одну, так и по другую сторону габбро-перидотитового массива и находятся в чередовании с разностями, производными из явно осадочных пород.

Описание типичных образцов

№ 421. Известково-альбитово-хлоритово-глаукофаново-эпидотитовый сланец.

Макроскопически: зеленая тонкосланцеватая слабоплойчатая порода с примазками эпидота и жилками карбоната.

Под микроскопом: минералогический состав — вторичный альбит, глаукофан, эпидот, хлорит, карбонат, лейкоксен.

Вторичный альбит образует крупные, несколько вытянутые зерна, в которых в виде включений развивается карбонат, глаукофан и эпидот. В участках, свободных от включений, альбит совершенно свеж и прозрачен. Эпидот, кроме включения в альбите, образует крупные сферолитовые радиально-лучистые агрегаты. Столь же крупные зерна образует и карбонат. Глаукофан представлен синеватыми иголочками, кристалликами, расположенными по сланцеватости, совместно со столбиками эпидот-цоизита. За счет глаукофана развивается хлорит. Лейкоксен наблюдается в виде мелких зерен и небольших неправильных участков.

№ 422. Альбитово-эпидотово-глаукофановый сланец.

Макроскопически: зеленовато-серая плотная скрытокристаллическая порода, разбитая параллельной отдельностью. Хорошо различимы отдельные белые жилки кальцита, часто приуроченные к отдельностям.

Под микроскопом: минералогический состав — вторичный альбит, глаукофан, эпидот-цоизит, хлорит, лейкоксен, магнетит. Порода представляет мелкозернистый агрегат альбита, эпидота, цоизита и глаукофана. Альбит образует тонкозернистый плохо индивидуализированный агрегат, в котором расположены удлиненные столбчатые синевато-окрашенные кристаллы глаукофана, ориентированные приблизительно в одном направлении. Между этими кристаллами глаукофана беспорядочно разбросаны неправильные зерна и скопления эпидот-цоизита.

Последний иногда образует и более правильные столбики. Наблюдается и другая разновидность амфибола, образующая мельчайшие светлозеленые иголочки. Они образовались позже глаукофана и часто развиваются в зернах вторичного альбита. Часто среди скоплений эпидот-цоизита наблюдается лейкоксен. Хлорит развивается в значительном количестве за счет замещения глаукофана. Иногда встречаются рудные зерна, просвечивающие бурым в краях.

№ 40b. Эпидотово-альбито-хлоритовый сланец.

Макроскопически: зеленая однородная малосланцеватая порода с примазками эпидота и жилками карбоната.

Под микроскопом: минералогический состав — кварц, альбит № 5, игольчатый зеленоватый амфибол, хлорит, эпидот-цоизит, карбонат, титано-магнетит, лейкоксен.

Кварц и альбит образуют перекристаллизованный мелкозернистый агрегат. Эта кварцево-плагиоклазовая масса сильно обогащена хлоритом, эпидот-цоизитом и лейкоксеном. Распределение в породе хлорита более или менее равномерное. Хлорит образует небольшие скопления неправильной формы. Очень часто наблюдается приуроченность его зеленоватых с грязно-бурыми цветами интерференции пластинок к рудным зернам. Эпидот-цоизит, образующий неправильные зерна различной крупности, приблизительно столь же равномерно распределен. Сильная неравномерность в распределении наблюдается у лейкоксена. Последний образует неправильные скопления, полосы и прожилки. Местами наблюдаются участки, сложенные более крупными, но тоже неправильными зернами кварца и полевого шпата. Обычно эти участки менее обогащены цветными компонентами, и в них развивается корбонат, образующий иногда сравнительно крупные скопления.

Рудный минерал образует правильные в форме ромбиков кристаллы, иногда с краев несколько разрушенные и разбитые трещинами, по которым развивается хлорит.

№ 427. Роговообманково-эпидотово-хлоритовый сланец.

Макроскопически: зеленая плотная тонкосланцеватая порода, пересеченная поперек сланцеватости жилками кварца.

Под микроскопом: минералогический состав — кварц, полевой шпат (альбит), эпидот-цоизит, хлорит, амфибол, титано-магнетит, лейкоксен.

Кварц и полевой шпат образуют весьма тонкозернистый, сильно перекристаллизованный агрегат, в котором плохо различимы отдельные зерна. Кроме того, кварц является минералом жилок, часто секущих породу в разных направлениях. Все остальные компоненты, слагающие породу, характеризуются резко выраженным полосчатым распределением, обусловливая полосчатую и несколько плойчатую текстуру. Амфибол представлен светлозеленой игольчатой разновидностью (актинолит) и образует небольшие скопления, вытянутые в одном направлении. Амфибол разрушается и переходит в хлорит. Последний образует скопления, вытянутые по сланцеватости.

В кварцевых жилках, секущих породу, наблюдается сильное развитие игольчатого и волокнистого амфибола, эпидот-цоизита и хлорита. Зерна эпидот-цоизита, развитые в кварцевых жилках, иногда также пересечены иголочками амфибола. Хлорит в жилках кварца развивается отчасти за счет амфибола.

№ 428. Альбитово-хлоритово-эпидотитовый сланец.

Макроскопически: серовато-зеленая сланцеватая порода, обогащенная по сланцеватости хлоритом.

Под микроскопом: минералогический состав—кварц, альбит, игольчатый амфибол, хлорит, эпидот-цоизит, сфен, карбонат. Распределение минералогического материала в шлифе неравномерно. Большая часть шлифа породы сложена малопрозрачным тонкозернистым агрегатом, состоящим из кварца, полевого шпата, мелких иголочек амфибола, хлорита и плохо перекристаллизованного эпидот-цоизита. Этот агрегат часто пересекается по различным направлениям жилками кварца и карбоната, в которых также происходит интенсивное развитие иголочек роговой обманки и эпидота. Кроме того, в этом агрегате различимы отдельные более крупные зерна эпидота.

Иногда наблюдаются небольшие вытянутые участки, менее обогащенные цветными компонентами, сложенные агрегатом перекристаллизованного кварца и полевого шпата.

5) Амфиболиты и роговообманковые сланцы

(Образцы: 51/19, 62, 64а, 65, 73, 82, 171а, 183а, 484)

Это темнозеленые то слабо, то сильно сланцеватые породы, состоящие главным образом из амфибола, близкого к обыкновенной роговой обманке и плагиоклазу. Кроме того, часто встречаются: эпидот, серицит, кальцит, рудный минерал (титано-магнетит), титанит и гранат.

Текстура и структура описываемых пород—типичная для обычных амфиболитов.

Минералы, слагающие амфиболиты, характеризуются формами, обычными для кристаллизации под давлением. Плагиоклаз образует сильно вытянутые зерна, амфибол — удлиненные столбики, ориентированные в одном направлении. Минералы распределены неравномерно и обусловливают полосчатую текстуру.

Полевой шпат представлен альбитом, и только в одном шлифе встречен в незначительном количестве калинатровый полевой шпат.

Разрушение полевошпата происходит главным образом путем серицитизации, но в некоторых разностях сильно развивается карбонат, образующий псевдоморфозы по полевому шпату.

Роговая обманка принадлежит к разновидностям, близким к обыкновенной роговой обманке.

Характерно отсутствие разностей, близких к глаукофану, что наблюдается для гнейсов и роговообманковых сланцев.

Форма кристаллов роговой обманки чаще тонкостолбчатая, лучистая, реже толстостолбчатая и изометричная.

Измерения амфибола дали следующие результаты:

$$2v = -85^\circ;\ \angle Ng\ [001] = 19^\circ;\ Ng - Np = 0{,}017 \text{ (обр. № 483)}$$

Весьма трудно говорить о происхождении данных пород, так как реликтовой структуры нигде не было встречено. Возможно, что описанные амфиболиты являются производными пород диабазового типа, но во всяком случае они не являются производными пород габбро-перидотитового массива. Они являются породами, вмещающими названный массив, и располагаются в депрессии между Рай-Изом и Пай-Ером.

6) Гнейсы

(Образцы: №№ 54а, 54с, 58, 64, 87, 88а, 409, 423, 424а, 459)

Это светлые зеленовато-серые плотные породы, в которых макроскопически хорошо различима полевошпатово-кварцевая масса, амфибол и слюдяные минералы.

Для описываемых пород характерно полосчатое распределение слагающего материала. Количество цветных компонентов (главным образом амфибола) небольшое и лишь в некоторых разностях значительное, причем в последнем случае породы приобретают более густую зеленую окраску и имеют сходство с амфиболитами.

В некоторых разностях наблюдается мелкая вкрапленность красного гранита и небольшие примазки эпидота.

Под микроскопом гнейсы характеризуются следующим минералогическим составом: альбит, кварц, актинолит, биотит, мусковит, серицит, хлорит, эпидот, сфен, гранат, пирит и халькопирит (?).

Количество полевошпата и кварца различно: в различных образцах преобладает то один, то другой. Количество амфибола также непосредственно и чаще колеблется около 20—25%.

Биотит развит незначительно и уступает по количеству амфиболу (№ 87, 154а). Наблюдается большое количество разностей, где он совершенно отсутствует.

Эпидот развит неравномерно. В некоторых разностях он почти равен количеству амфибола. Иногда же он преобладает над последним и в редких случаях — в тех образцах, где амфибол совсем отсутствует—эпидот становится единственным представителем цветных компонентов.

Структура пород несколько неравномернозернистая. В одних разностях среди неравномерно перекристаллизованной массы кварца и полевошпата расположены более крупные кристаллы цветных компонентов (№ 54а), в других же разностях более крупными являются неправильные кварцевые зерна. В некоторых породах структуру можно отнести к гранобластической.

Кварц вместе с полевошпатом является главной составной частью гнейсов. Обычно кварц образует неправильные, весьма различные по размерам и форме, несколько зазубренные зерна, имеющие облачное угасание. Он трудно отличим от альбита, который в данных породах часто не сдвойникован и имеет неправильную форму. В некоторых образцах наблюдается грануляция крупных зерен кварца, превращение их в агрегат мелких зерен, что, естественно, происходит путем перекристаллизации под большим односторонним давлением. Часто зерна кварца вытянуты по сланцеватости пород.

Альбит, подобно кварцу, образует неправильные облачно угасающие зерна, обычно мелкие по величине. Иногда он наблюдается в более крупных зернах, имеющих более слабые следы грануляции. Альбит слабо серицитизован.

Амфибол чаще представлен обыкновенной роговой обманкой и образует крупные, широкие, сильно вытянутые кристаллы, лежащие в полевошпатово-кварцевой массе и ориентированные в одном направлении (№№ 54а, 409, 423). Иногда в виде включений в кристаллах амфибола присутствуют небольшие зерна альбита.

В некоторых разностях наблюдается почти бесцветный, чуть буроватый амфибол в виде мелких кристаллов, довольно правильно

ориентированных в одном направлении (№ 58). Иногда амфибол, по окраске зеленовато-синий, несколько приближается к глаукофану (№№ 87, 224а).

Измерения амфиболов гнейсов дали следующие результаты:

2v	∠ Ng [001]	Ng — Np	№№ шлифов
— 87°	8°	0,021	42/3
— 82°	16°	0,020	87

Таким образом, измеренный амфибол близок к обыкновенной роговой обманке.

Биотит образует бурые или зеленоватые пластинки и небольшие скопления. Часто наблюдается параллельно-линейное распределение его по сланцеватости. Изменение происходит путем перехода его в хлорит.

Хлорит наблюдается в форме пластинок-псевдоморфоз по биотиту и представлен несколькими разновидностями, отличающимися друг от друга по окраске и величине двупреломления. Одни разновидности имеют густозеленый цвет с темными, чернильно-фиолетовыми цветами интерференции, другие — почти бесцветные, с серыми цветами интерференции.

Эпидот образует неправильные зерна различной величины, приуроченные к амфиболу.

Мусковит встречается очень редко и имеет такую же форму, как и биотит. Возможно, что он развился за счет последнего.

Гранат встречается редко (№№ 428, 424, 459). Он розоватый под микроскопом и идиоморфен. Разрушаясь, он переходит в хлорит.

По минералогическому составу среди описываемых гнейсов можно выделить следующие разновидности.

a) Биотитово-роговообманково-альбитовые гнейсы

В этих разновидностях присутствует в значительном количестве кварц (№№ 54а, 54с, 58, 87, 88а).

b) Мусковито-эпидотово-роговообманковые гнейсы (№№ 409, 423, 424, 459).

Кварц также присутствует в значительном количестве. Наблюдается интенсивное развитие мусковита.

c) Серицитово-плагиоклазовые гнейсы (№ 61b).

Описание типичных образцов

№ 64b. Серицитово-плагиоклазовый гнейс.

Макроскопически: светлосерая с зеленоватым оттенком мелкозернистая порода параллельной линейной текстуры. Структура этой

породы неравномернозернистая, обусловленная неправильными зернами плагиоклаза, достигающими до 1 мм в поперечнике, и зернами кварца, заполняющими промежутки между зернами плагиоклаза.

Под микроскопом: минералогический состав—плагиоклаз, олигоклаз № 26 (40—45%), кварц (55—60%), магнетит, мусковит, серицит, хлорит, эпидот.

Плагиоклаз наблюдается в форме неправильных изометричных зерен до 1 мм с включениями чешуек серицита.

Кварц образует мелкие зерна, иногда доходящие до 1 мм. Форма этих зерен крайне неправильная. В зернах кварца наблюдается облачное угасание.

В породе рассеяны немногочисленные чешуйки хлорита, являющиеся, очевидно, результатом хлоритизации биотита.

№ 423. Гранатово-мусковитово-роговообманковый гнейс.

Микроскопически: розовато-серая мелкозернистая сильно рассланцованная порода. Намечается чередование розоватых полосок, обогащенных полевым шпатом с более темными полосками, обогащенными роговообманкой. Встречаются зерна граната величиною до 1 мм в диаметре.

Текстура — полосатая. Структура — лепидобластическая.

Под микроскопом: минералогический состав — альбит, кварц, зеленая роговая обманка, биотит, мусковит, магнетит, эпидот, гранат.

Плагиоклаз образует мелкие (0,1—0,2 мм) неправильные зерна с неровными очертаниями. В результате перекристаллизации большинство зерен не обнаруживает двойникового строения и лишь редкие зерна сохранили неясные двойниковые полоски. Судя по преломлению, плагиоклаз нужно отнести к альбиту.

Кварц наблюдается в виде мелких (в среднем 0,1—0,2 мм величиною) перекристаллизованных зерен, имеющих всегда неправильную форму и образующих местами мозаичную структуру.

Роговая обманка образует всегда неправильные зерна, несколько вытянутые по сланцеватости породы. Среди зерен роговой обманки наблюдаются мелкие зерна кварца. Роговая обманка обладает плеохроизмом от темнозеленого цвета с синеватым оттенком до желтовато-зеленого.

Мусковит явно происходит за счет биотита, остатки которого можно еще наблюдать. Чешуйки мусковита до 2 мм вытянуты по сланцеватости.

Гранат наблюдается в форме идиоморфных зерен (0,5—0,7 мм в поперечнике).

Эпидот наблюдается в форме сравнительно правильных призмочек. Эти призмочки вытянуты по сланцеватости породы.

№ 54с. Биотитово-роговообманково-альбитовый гнейс.

Макроскопически: светлая, зеленовато-серая, местами с буроватым оттенком мелкозернистая сильно рассланцованная порода, обогащенная частыми мелкими включениями пирита.

Текстура этой породы—такситовая.

Структура порфиробластическая.

Под микроскопом: минералогический состав — кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит, серицит, эпидот, цоизит, соссюрит, пирит.

Кварц, составляющий главную массу породы, образует неправильные зерна до 0,8—1 мм и часто образует мозаичную структуру. Многие зерна кварца обладают столбчатым угасанием.

Плагиоклаз наблюдается в форме мелких (около 1 мм) неправильных зерен. Зерна плагиоклаза не обнаруживают двойникового строения.

7) Динамометаморфизованные порфиры

(Образец № 417)

Данная группа представлена в сущности лишь одним образцом, в котором сохранилась отчетливая порфировая структура. Подобные породы, несомненно, встречаются чаще, но они настолько сильно изменены, что потеряли свою первичную структуру и превращены в сланцы.

Зелено-серая, плотная, грубо сланцеватая порода. Сланцеватость ее NW 305°, падение ∠45° к E.

Под микроскопом: минералогический состав — плагиоклаз кислый, кварц, эпидот, хлорит, рудный минерал.

Среди мелкозернистого, несколько перекристаллизованного плагиоклазо-кварцевого агрегата лежат крупные идиоморфные зерна плагиоклаза (до 2 мм в длину). Плагиоклаз вкрапленников несколько разрушается за счет серицитизации и каолинизации.

Основная масса в различных участках имеет неоднородное строение. Наблюдаются отдельные участки, где катаклаз и перекристаллизация основной массы выражены весьма значительно. В этих участках мы наблюдаем весьма сильное измельчение материала. В других участках, несмотря на значительную перекристаллизацию, в основной массе заметны правильные лейсточки плагиоклаза. Так же неравномерно идет обогащение основной массы эпидот-цоизитом и хлоритом. В некоторых участках наблюдаются лишь отдельные небольшие зерна, а в других участках эпидот-цоизит образует крупные скопления и зерна. Порода часто пересекается жилками кварца.

IV. ВЫВОДЫ И СРАВНЕНИЕ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА ПАЙ-ЕР С ДРУГИМИ АНАЛОГИЧНЫМИ МАССИВАМИ

Выше уже было отмечено общее сходство нашего массива с другими массивами Урала и были указаны некоторые особенности, присущие массиву Пай-Ер.

Прежде всего мы должны отметить большое сходство нашего массива с Рай-Изом, обстоятельно описанным проф. А. Н. Заварицким (1).

Проф. А. Н. Заварицким произведено подробное сравнение массива Рай-Из с другими габбро-перидотитовыми массивами Урала, поэтому мы остановимся главным образом лишь на проведении параллели между Пай-Ером и Рай-Изом.

1. ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Несомненно, что вмещающими породами того и другого массива является одна и та же толща пород, изучение которой приводит к заключению о том, что она является эффузивно-пирокластическо-

осадочной и сходна с той толщей, которая включает габбро-перидотитовые тела платиноносных районов Урала.

Последнее ясно подтверждают находки отчетливо выраженных туфов, материалом для которых послужили эффузивы как основные, так и кислые, а также наличие нормальных осадочных пород.

С северо-западной стороны массива названная толща представлена большим количеством осадочных пород типа песчано-глинистых и глинистых сланцев, чередующихся с зелеными сланцами, образовавшимися из серии пород туфо-эффузивного типа. Такая толща широко развита с западной стороны габбро-перидотитов более южных районов Урала, например, Денежкин Камень, 2-я Вагранская дача, Конжановский Камень и др.

В промежутке между Пай-Ером и Рай-Изом вмещающие породы представлены главным образом амфиболитами и роговообманковыми сланцами. Эти породы подобны амфиболитам и роговообманковым сланцам, встречающимся возле габбро-перидотитовых тел района 2-й Вагранской дачи, Денежкина Камня, Конжановского Камня на Северном Урале. Они образованы из основных (реже средних) эффузивных пород.

Так же как и на Северном Урале, эффузивно-осадочная толща пересечена жилами кислых (типа гранита и порфира) и основных (типа диабаза) пород, подверженных сильному динамотермальному метаморфизму и превращенных в гнейсы и амфиболиты.

С юго-восточной стороны вмещающими породами является опять-таки эффузивно-осадочная толща, в которой встречены ясно выраженные туфы и порфириты, с одной стороны, и нормально-осадочные породы, представленные мраморизованными известняками и метаморфизованными мергелистыми сланцами, с другой.

Названная толща сильно дислоцирована. Сланцы местами смяты и плойчаты. Простирание пород следует в общем за направлением границы габбро-перидотитового комплекса, что особенно хорошо выражено для северо-западного контакта и хуже из-за недостатка обнажений—для юго-восточного контакта. Падение пород крутое и в общем направлено к контакту.

2. ПЕРИДОТИТОВЫЕ ТЕЛА

Пай-Ер отличается от Рай-Иза лишь формой и размерами, состав и строение же их весьма близки.

1) Взаимоотношение перидотитов с вмещающими породами показывает, что перидотиты лежат на сланцах и являются нижней частью габбро-перидотитового лакколита.

2) Размеры перидотитового массива Пай-Ер очень велики, особенно если учесть то, что он непрерывно тянется на протяжении около 180 км и имеет ширину 13—18 км.

3) Петрографический состав перидотитов Пай-Ер и Рай-Из тождествен. Массив Пай-Ер сложен главным образом гарцбургитами при ничтожном участии верлитов и лерцолитов.

4) Громадное развитие перидотитов является одной из отличительных черт массивов Полярного Урала от габбро-перидотитовых массивов платиноносных районов Урала.

5) В платиноносных районах Урала мы не имеем такого большого развития перидотитов обычного типа, там оливиновые породы

представлены дунитами, а перидотиты имеют незначительное развитие, причем характер пироксена совсем иной, а именно моноклинный, а не ромбический, так характерный для перидотитов Полярного Урала.

6) Процессы изменения перидотитов совершенно такие же, как в Рай-Изе. Характерно развитие тремолита, талька, хлорита и серпентина. Замечается приуроченность змеевиковых зон к краевым частям массива, особенно к северо-западному.

7) Строение перидотитового массива Пай-Ер весьма сходно со строением Рай-Из. Следует лишь отметить несколько менее выраженную полосчатую текстуру перидотитов Пай-Ера. Дунитовые тела в форме неправильных тел (штоков), цилиндрических тел и мелких жил одинаково характерны как для того, так и для другого массива и, несомненно, имеют одно и то же происхождение. Состав дунитов и хромитоносность того и другого массивов тождественны. Характер хромитоносности дунитов Пай-Ера такой же, как и дунитов платиноносных районов Урала, но хромит платины не содержит.

8) Весьма характерно, что дунитовые тела большею частью приурочены к юго-восточному краю перидотитового тела и часто располагаются на контакте габбро и перидотитов, особенно в тех местах, где имеются сложные взаимоотношения пород типа: перидотит, дунит, пироксенит, габбро.

Дунитовые тела имеют форму либо мелких гнезд, линз, либо форму штоков и цилиндрических тел площадью до 3 кв. км (у р. Хойла). На горе Подкова встречено сильно озмеевикованное тело площадью 5—6 кв. км, сложенное дунитом и перидотитом, близким к дуниту.

В мелких дунитовых телах, находящихся либо в пироксенитах, либо в габбро, обычно развивается пироксен, имеющий форму скелета и образующий пятна неправильной формы и разной величины и по внешнему виду напоминающий развитие лишайников на глыбах камней.

9) Такая приуроченность дунитов к юго-восточному краю перидотитового массива весьма любопытна и не может быть объяснена с точки зрения одной кристаллизационной дифференциации магмы. Исходя из последней, следовало бы ожидать расположения дунитовых тел у северо-западного края перидотитового массива как основания лакколита.

Также требует особого объяснения появление штокообразных и цилиндрических тел дунитов в сопровождении серии жильных пород в перидотитах, о чем будет сказано ниже.

3. ПИРОКСЕНИТОВЫЕ ТЕЛА

В Пай-Ере и Рай-Изе пироксениты имеют одинаково малое развитие. Они встречаются лишь местами на контакте габбро и перидотитов, причем в таких местах на контакте с последними образуются сложные взаимоотношения пород типа: перидотита, дунита, пироксенита и габбро. Пироксениты встречаются только с юго-восточной стороны перидотитового массива и почти совсем отсутствуют с северо-западной его стороны. По сравнению с перидотитами, пироксениты занимают ничтожные площади, тогда как в платиноносных районах Урала мы имеем как раз обратные количественные взаимоотношения — пироксениты развиты в виде оторочек вокруг дунитов и обычно сильно преобладают над последними.

Характерно отметить, что в местах развития пироксенитов всегда появляются дунитовые тела той или другой величины и формы (горы Крепость, Подкова, Хойла, Черная).

Жильные пироксениты весьма характерны для того и другого массивов Полярного Урала и весьма часто встречаются в них, тогда как в платиноносных районах Урала они встречались не так часто.

4. ГАББРОВЫЕ ТЕЛА

1) Породы группы габбро располагаются по юго-восточную сторону как массива Пай-Ер, так и массива Рай-Из, а по северо-западную сторону их они развиты весьма мало и лишь местами. Там перидотиты, как было отмечено выше, контактируют непосредственно со сланцами.

2) Являясь одним и тем же массивом, тело габбро имеет одинаковый состав и строение как у Рай-Иза, так и у Пай-Ера.

3) В отличие от платиноносных районов Урала, на Полярном Урале реже и хуже выражена постепенная смена пород от перидотитов к габбро. В Полярном Урале слабо выражены разности тылаитов и оливиновых габбро и чаще всего представлены роговообманковые габбро, являющиеся амфиболизированными и катаклазированными габбро нормального типа, и габбро-диориты. Также довольно значительное развитие имеют кварцевые диориты, по распространению, пожалуй, мало уступающие габбро-диоритам и габбро.

Хотя плагиоклазовые породы габбро-перидотитового комплекса Полярного Урала изучены мало, все же замечается общая зональность в распределении этих пород: у перидотитового массива — габбро, восточнее — габбро-диориты и еще восточнее — кварцевые диориты, находящиеся в контакте с вмещающими породами.

4) Смена одних пород другими не может быть отмечена на карте более или менее определенной линией, а может быть представлена зоной той или иной ширины, где выходят те и другие породы совместно.

5) Характерно развитие большого количества полевошпатовых пород, содержащих то или иное количество кварца (кварцевые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты). Заслуживает быть отмеченным то, что нормальные диориты не встречены.

6) Характер изменения габбро разбираемых перидотитовых массивов одинаков и выражен главным образом амфиболизацией.

7) Характерно развитие габбро, представленных нормальными и оливиновыми габбро, весьма близких к соответствующим габбро массива и встречающихся в виде жил, разбросанных по всему перидотитовому массиву, но чаще приуроченных к его краям.

8) Как у массива Рай-Из, так и у массива Пай-Ер габбро имеют полосчатую текстуру, которая лучше выражена у самого перидотитового массива.

5. СООТНОШЕНИЯ ПОРОД ГАББРО И ПЕРИДОТИТОВ

Названные соотношения абсолютно одинаковы как у массива Рай-Из, так и у массива Пай-Ер.

Как уже упоминалось выше, габбро либо резко сменяется перидотитами, либо в контакте с последними имеется зона сложного

взаимоотношения пород типа габбро, пироксенита и перидотита, причем и в таких местах совершенно не обязательна постепенная смена пород по составу. Нередко на самом контакте с перидотитами в таких местах находится роговообманковое габбро, а далее от контакта — более основные породы, но в других участках на контакте располагаются пироксениты и тылаиты.

Такие сложные взаимоотношения пород описаны и в платиноносных районах Урала и истолковываются явлением дифференциации магмы.

Весьма поучительны взаимоотношения габбро и перидотитов в юго-западной оконечности массива Рай-Из. Здесь в вершине ключа Гаженг-Кулига на контакте встречены гибридные породы, представленные габбро с ксенолитами дунитов, обычного типа, с хромитом и весьма редкими кристаллами пироксена, причем эти ксенолиты ассимилированы в той или иной степени. Обломки дунитов обычно окружены каймой, состоящей из крупнопризматической роговой обманки, а местами они целиком перешли в агрегат последней. В местах полной ассимиляции обломков дунита (и, может быть, перидотитов) габбро имеют горнблендитовые участки, иногда вытянутые в полосы и чередующиеся с полевошпатово-роговообманковыми участками, придавая породам полосчатую текстуру. Здесь же в обн. 22/18 мы имеем в контакте габбро и дунитов полосу мелкозернистого габбро, структура которого объясняется, вероятнее всего, застыванием габбро у холодного, твердого тела — дунито-перидотита.

В другом месте, в районе горы Черной на контакте габбро и перидотитов, в последних встречены жилы габбро мощностью 1—3 м, прослеживающиеся на протяжении 5—20 м. Некоторые из этих жил дают апофизы мощностью в 3—5 см, проходящие вкрест сланцеватости перидотитов метра на 2—3. Параллельно одной жиле, мощностью около 1,5 м, на расстоянии 1 м от нее проходит тонкая жилка габбро мощностью от 5 до 30 см, прослеженная на протяжении около 8 м. Замечается, что в контакте с перидотитами габбро обогащены пироксеном, а тонкие апофизы близки к пироксенитам.

Такие взаимоотношения пород ясно указывают, что габбро кристаллизовались в тот момент, когда перидотиты и дуниты уже находились в твердом состоянии. Кроме того, эти взаимоотношения указывают на изменение пород габбро в силу взаимодействия с перидотитами в сторону тылаитов и пироксенитов.

Эти наблюдения дают основание рассматривать контактовую зону между габбро и перидотитами как зону гибридных пород, образованных вследствие взаимодействия названных пород. При таком толковании легко понять происхождение разнообразных пород, наблюдающихся на контактах габбро и перидотитов, — гор Хойла, Подкова, Крепость и др.

Следовательно, между временем образования дунито-перидотитового твердого тела и габбрового твердого тела был более или менее длительный перерыв, который мы относим к одному и тому же периоду развития магматического очага.

После образования дунитово-перидотитового твердого тела, которое приобрело под влиянием давления основные плоскости отдельности, произошла подвижка магмы габбрового состава, которая частично прорвала дунито-перидотитовое тело, захватила обломки его и ассимилировала их. Так как движение указанной магмы происходило под большим давлением, то естественно допустить внедрение порций

Рис. 52. Река Конгор.

1—дуниты и перидотиты, близкие к дуниту, *2*—перидотиты (гарцбургиты), *3*—габбро, *4*—габбро-диориты, *5*—кварцевые диориты, *6*—туфо-сланцевая толща, *7*—кристаллические сланцы, *8*—ледниковые и речные отложения, *9*—шурфы, *10*—скважины.

Fig. 52. The Kongor River.

1—dunites and peridotites, close to dunite, *2*—peridotites (harzburgites), *3*—gabbro, *4*—gabbro-diorites, *5*—quartz diorites, *6*—tufo-schistose series, *7*—cristalline shists, *8*—glacial and fluvial deposits, *9*—prospecting shafts, *10*—bore-holes.

магмы, богатой летучими компонентами, по трещинам отдельности в дунито-перидотитовом теле. Последнее привело к образованию жилообразных тел габбро и пироксенитов (возможно, в силу реакции между габбро и перидотитом), являющихся не чем иным, как апофизами, отходящими от габбро, располагавшемуся сверху и с боков дунито-перидотитовых тел. Таким образом, жилообразные тела габбро и пироксенитов располагаются в большинстве случаев в верхней части дунито-перидотитовых тел и выклиниваются с глубины.

6. СООТНОШЕНИЕ ДУНИТОВ И ПЕРИДОТИТОВ

Изучение перидотитового массива Пай-Ер приводит к следующим выводам о взаимоотношении дунитов и перидотитов.

1) Дунит или перидотит, близкий к дуниту, встречается в виде полос, чередующихся с полосами перидотита (гарцбургита) обычного типа. Такие полосы иногда очень часты, имеют более или менее резкие и параллельные зальбанды, причем мощность отдельных полос измеряется то дециметрами, то сантиметрами и частями их, то метрами, причем последнее наблюдается реже. На рис. 28 (стр. 39) это чередование выражено отчетливо. В силу этого создается типичная полосчатая текстура, причем направление полос совпадает в общем с вытянутостью массива или, точнее, с направлением боков его.

2) К указанной полосчатости пород присоединяются полоски дунитов мощностью от сантиметра и меньше до дециметра, проходящие вкрест полосчатости перидотитов и пересекающие как полоски перидотитов, так и полоски дунитов (рис. 36 и 37, стр. 45 и 46). Такие полоски мы, естественно, должны рассматривать как жилки, внедрившиеся после образования полосчатых перидотитов.

Если последние мы должны объяснять, как и полосчатые габбро, результатом особых условий кристаллизации магмы, согласно общепринятым положениям, то жилки дунита, идущие вкрест полосчатости перидотитов, мы должны считать образованием, возникшим после образования перидотита как твердого тела, весьма возможно, еще не совсем остывшего.

3) Дунитовые тела представляют собой мелкие жилки мощностью чаще всего от 1 см и менее до нескольких дециметров, редко до 0,5 м и несколько более.

Такие жилки коротки, чаще всего имеют в длину несколько метров, реже несколько десятков метров. Контакты их большей частью не резкие, но достаточно отчетливые, что ясно видно из прилагаемых рисунков. Редко встречаются жилки с очень резкими зальбандами (рис. 32, стр. 43). Направление жилок весьма разнообразное, и в расположении их не удалось подметить никакой закономерности. Замечается, что жилки с резкими зальбандами проходят по трещинам отдельности. Характерно распределение жилок дунита в перидотитовом массиве. Исследования, охватившие весь массив по ширине, показывают, что такие жилки встречаются в различных местах массива повсеместно, причем характер их везде сохраняется. Замечается лишь обогащение их возле горного прохода р. Хойла, в верховьях речек Пайерских и вообще в юго-восточной части массива, т. е. там, где чаще встречаются дунитовые тела. Характерна приуроченность многих жилок к определенным точкам, в которых они особенно часты. Замечается, что в таких местах выходят мелкие, непра-

вильной формы тела дунита, судя по выходам, имеющие форму мелких штоков, от которых отходит система тонких жилок, идущих в различных направлениях.

4) Дуниты встречаются в виде более или менее значительных тел то округленной, то неправильной формы, величиною на выходах от нескольких десятков квадратных метров до 3 кв. км, причем с этими телами связаны мелкие жилки дунитов, располагающиеся большей частью в приконтактовой зоне перидотитов и имеющие различное направление. Иногда среди этих дунитовых тел наблюдаются участки, обычно образующие возвышенные места — мелкие скалы и холмики, сложенные перидотитами, причем последние всегда пронизаны жилками дунитов обычного типа.

Наблюдения у р. Хойла показали, что бока, по крайней мере некоторых дунитовых тел, крутые, близкие к вертикальности, на основании чего можно приближенно говорить о цилиндрической или трубообразной форме их. Наряду с этим встречаются тела, по форме близкие к штокам и гнездам.

Характерно, что в контактах различных дунитовых тел и перидотитов никаких изменений пород, которые могли бы быть подмечены макроскопически и микроскопически, не наблюдается.

Изменения пород происходят лишь возле дунитовых тел, находящихся в контактовой зоне перидотитов и габбро, о чем подробно было сказано в геологическом очерке.

Такие взаимоотношения пород приводят к следующим выводам.

a) Дунитовые полоски обособились во время кристаллизации перидотита и в результате особых условий ее, т. е. они сингенетичны с перидотитами. Ими обусловлена полосчатая текстура. В таких полосках наши наблюдения не показывают повышенного содержания хромита.

b) Дунитовые жилки имеют другое происхождение, чем дунитовые полоски, и по времени они более позднего образования.

c) Дунитовые жилки и дунитовые тела значительных размеров одинаковы по происхождению. Мы не имеем никакого основания считать условия образования значительных дунитовых тел иными, чем условия появления мелких жилок. Время образования тех и других тел одно и то же. Жилки, несомненно, эпигенетичны по отношению к вмещающим их перидотитовым частям массива. Наблюдения в поле показывают, что с такими телами связана повышенная хромитоносность, причем последняя выше в более значительных телах, чем в мелких жилках.

d) Те и другие тела дунита разбросаны по всему перидотитовому массиву, причем определенно замечается большее количество значительных тел, а также и жилок дунита на юго-восточной стороне массива и притом чаще у контакта с габбро.

Такое расположение дунитовых тел не согласуется с общепринятым положением об обособлении дунитовых тел в нижней части магматического очага, так как нижней частью последнего мы должны считать северо-западный край массива.

e) Образование жилок началось до полного застывания перидотита и закончилось после полного отвердения последнего с образованием в нем главных трещин отдельности.

f) Условия образования хромита ничем существенным не отличаются от таковых в платиноносных дунитах Урала. Здесь только

отдельные тела дунита ведут себя в этом отношении как отдельные массивы дунитов других мест Урала.

g) Отсутствие изменения пород в контактах перидотитов и дунитов естественно объяснять большой близостью состава тех и других пород, отличающихся друг от друга лишь ромбическим пироксеном, которого в перидотитах (гарцбургитах) чаще около 20—30%, а в дунитах 1—5%.

h) Наличие различных пород в каемках некоторых дунитовых тел контактовой зоны габбро и перидотитов (например, гора Подкова) следует объяснить влиянием габбро.

i) Исходя из кристаллизационной дифференциации магмы, вышеотмеченные взаимоотношения дунитов и перидотитов можно объяснить расплавлением дунитовых обособлений в нижней части лакколита, причем эти обособления отнюдь нельзя считать одним большим телом, а скорее рядом тел. Расплавленные порции дунитовой магмы, насыщенной летучими компонентами, были выжаты в перидотитовый массив и внедрены в него в тех местах, которые были подготовлены тектоникой. В результате этого образовались многочисленные дунитовые тела штокообразной и цилиндрической формы, от которых в большинстве случаев отходят апофизы в виде мелких жил, причем последние являются следствием того же внедрения магмы, быть может, усиленного непрерывавшимися тектоническими напряжениями, а также влиянием напора летучих компонентов.

Исходя из этой точки зрения, возможно допустить внедрение дунитов в габбро. Это явление на Полярном Урале отчетливо не наблюдается, но внедрение дунита в габбро встречено на Денежкином Камне на Северном Урале (7). Таким образом, мы должны допустить весьма длительный период образования дунитов, начавшийся в самой ранней фазе формирования габбро-перидотитовых пород и окончившийся после затвердевания габбро.

Сложные взаимоотношения пород в некоторых местах на контакте габбро и перидотитов мы объясняли результатом взаимодействия жидкой габбровой фазы и твердой перидотитовой, которая привела к образованию ряда гибридных пород. Если остановиться на предлагаемом происхождении дунитовых тел, легко допустить образование тех же гибридных пород и путем внедрения дунитовой магмы в габбровую, находившуюся либо еще в жидком, либо в уже застывшем состоянии. При таком допущении понятно постоянное нахождение дунитовых тел в комплексе гибридных пород.

Таким образом, появление последних мы склонны объяснять как сплавлением габбровой магмы с уже застывшими перидотитами (и дунитами), а также внедрением дунитов в жидкую или твердую среду пород полевошпатового ряда. Тот и другой процессы могли протекать совместно, усиливая друг друга.

Возражением против такого толкования происхождения дунитов может явиться лишь массовое распространение дунитовых тел и особенно мелких жилок. Они распространены по всему перидотитовому массиву, причем в распределении их ни нашими, ни предшествовавшими работами не подмечено никакой закономерности. Кажется необычным, чтобы внедрение дунитовой магмы могло произойти по таким бесчисленным путям.

Второе возможное возражение — отсутствие дунитовых тел в габбровом теле — устраняется тем, что между формированием пе-

ридотитовых и габбровых твердых тел существовал более или менее значительный перерыв, а также тем, что внедрение дунитовой магмы происходило лишь в нижнюю часть габбро-перидотитового массива.

j) Вторым возможным допущением является то, что дуниты образованы из остаточной фракции, выделившейся при общем процессе дифференциации, то есть образование дунитов близко к процессу образования аплитов и пегматитов. Такой процесс противоречит теоретическим воззрениям по вопросу кристаллизации перидотитовой магмы, но допускается некоторыми исследователями, например, П. А. Вагнером (16), детально изучившим месторождения платины Бушвельдского изверженного комплекса Южной Африки. П. А. Вагнер считает, что оливиновый и гортонолитовый дуниты представляют продукты затвердевания жидких фракций дунитовой магмы, которые являются остаточными, бедными кремнеземом, выделившимися при общем процессе дифференциации. Это положение он обосновывает весьма подробным геологическим изучением оливин-дунитовых и гортонолит-дунитовых тел.

Быть может, на Полярном Урале мы имеем процесс, в той или иной мере сходный с южно-африканским.

Некоторыми общими чертами процесса образования дунитов Южной Африки и Полярного Урала служат явления типа взрывных процессов, с одной стороны, и участие местами большого количества летучих компонентов, с другой.

В участках развития дунитовых тел ясно видно дробление пород, образование кусков перидотитов, сцементированных дунитом. Возможно, что некоторые куски перидотитов целиком ассимилированы, в результате чего образовались неправильные тела дунитов. Хорошим примером этого может служить обн. 337, изображенное на рис. 30 (стр. 41). Здесь представлен участок перидотита, в котором проходят в различных направлениях многочисленные жилки дунита, цементирующие куски перидотита. Эти жилки тесно связаны с небольшим неправильным дунитовым телом, содержащим обособления хромита.

Местами встречаются очень грубозернистые дуниты, величина зерен которых достигает 10 см; это должно указывать на большое количество минерализаторов, при участии которых кристаллизовался дунит.

Третьим возможным допущением образования дунитовых тел является следующее.

Особые условия дифференциации магмы привели к обособлению дунитовой магмы в виде целого ряда участков разнообразной величины в перидотитовой магме, причем кристаллизация дунитовой магмы закончилась после затвердения перидотитового тела. Тектонические напряжения, под действием которых происходила кристаллизация последнего, было причиной того или иного перемещения дунитовой магмы и выжимания небольших порций ее в перидотиты, по мелким трещинкам последнего.

Из предложенных допущений образования дунитовых тел наиболее вероятным является второе, но нельзя исключить значение и остальных двух допущений, особенно последнего, которые, быть может, также проявились в той или иной степени и усложнили общую картину.

7. КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ВЫВОДАХ А. Н. АЛЕШКОВА (2), ИССЛЕДОВАВШЕГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫЕ МАССИВЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ОПИСАВШЕГО ДУНИТО-ПЕРИДОТИТОВЫЕ МАССИВЫ

Изучение взаимоотношений пород привело А. Н. Алешкова к следующим положениям.

„1) Твердые пироксениты (диаллагиты) существовали прежде твердых дунитов, и дунитовые массы, вероятно, в виде жидкости внедрялись в диаллагиты, отрывали малые и большие куски их или же, проникая по мелкой системе трещин, в них затвердели, выполняя для разбитых диаллагитов роль цемента.

2) Твердые габбро существовали также ранее дунитов, дунитовая магма в этом случае проникла по разломам в габбро, либо зажимая их в виде жилоподобных тел (клиньев), либо отрывая их в форме отторженцев.

3) Дунитовая магма под некоторым давлением мигрировала по тонкой катакластической сети диаллагитов и расщепила их на мелкие куски и отдельные неделимые. Получилась смесь жидкой фазы дунитовой магмы с твердой—пироксенитовым материалом. Эта неоднородная смесь, обогащенная водою осадочных пород, в своем стремлении к достижению равновесий системы, под влиянием медленного остывания, действия орогенических сил и уменьшения статического давления дала начало многообразию перидотитов и змеевиков.

4) Дуниты и перидотиты как твердые горные породы являются более поздними образованиями, чем пироксениты и габбро.

5) Дуниты при совместном нахождении с перидотитами образуют в последних род жилоподобных тел.

6) Количество дунитов, образующих жилоподобные полосы в перидотитах, вниз по вертикали увеличиваются.

7) Гарцбургитовые массы внедрялись в лерцолитовые или верлитовые.

8) Дунитовые массы вклинивались в перидотитовые.

9) Змеевиковые зоны приурочены к краевым частям массивов и в большей мере на границе с кристаллическими сланцами, чем с габбро; верхи массивов значительно сильнее озмеевикованы, чем низы.

10) Лерцолиты составляют преимущественно центральные части массива“.

Наши исследования, изложенные как в геологическом, так и в петрографическом очерке, не дают возможности согласиться с главнейшими выводами А. Н. Алешкова, изложенными в вышеприведенных пунктах.

По пунктам 1, 2, 4 наши наблюдения привели как раз к обратным отношениям, а именно:

1) Габбро как горная порода образовались позже дунитов и перидотитов, что ясно доказывается наличием ксенолитов дунита и перидотитов в габбро и наличием жил габбро в перидотитах и дунитах. В своем месте указывалось, что жилы габбро проходят главным образом по трещинам главной отдельности, согласной с полосчатостью перидотитов, причем жилки габбро иногда проходят косо к сланцеватости (полосчатости) перидотитов.

Мы допускаем образование лишь небольших дунитовых масс позже габбро, подобно жилам дунита в габбро Денежкина Камня.

Габбро образовались после того, как перидотиты (5, 7) совсем отвердели и приобрели под влиянием одностороннего давления главные плоскости отдельности. Нигде мы не наблюдали жил перидотита в габбро. Встречались, правда, участки перидотитов в габбро и контактовых зонах габбро и перидотитов, но эти участки, обычно эллиптической формы, отнюдь нельзя считать жилами в габбро, они скорее являются ксенолитами перидотитов в габбро в зоне образования гибридных пород. В таких участках перидотитов обычно развиваются крупные, часто скелетообразные кристаллы пироксена.

2) Пироксениты образовались позже дунитов и перидотитов, что доказывается наличием серии жил пироксенитов, проходящих по главным плоскостям отдельности перидотитов. Совершенно невозможно считать ксенолитами плитообразные массы с параллельными стенами, мощностью в несколько сантиметров или дециметров и даже несколько метров, проходящие на значительном протяжении как по простиранию, так и по падению, придерживаясь плоскостей отдельности. Также невозможно считать ксенолитами пироксенитовые тела, имеющие линзовидную форму, вытянутые также в направлении главных плоскостей отдельности. Например, в обн. 154 линзовидное тело пироксенита, вытянутое в направлении NE, имеет длину около 100 м, мощность до 30—40 м. В глубину оно разбивается на прожилки, мощностью в 10—15 см. Эти тела захватывают участки перидотитов, содержащих прожилки дунита, причем в названных участках нередко развиваются крупные кристаллы пироксена. Такие тела пироксенитов, которые являются жилами-апофизами, описаны выше. Они выклиниваются в глубину и захватывают куски перидотитов, образуя гибридные породы.

Изучение взаимоотношения жил габбро и пироксенитов в перидотитах приводит к заключению о возможности развития жил пироксенита из габбро путем воздействия на них перидотитов.

Нами не получено никаких данных в пользу образования перидотитов за счет пироксенитов по схеме, обозначенной в пункте 3, процесс, который является совершенно неестественным. По схеме А. Н. Алешкова необходимо допустить раздробление пироксенитов до отдельных зерен и частей последних и пропитывание их оливиновой магмой, облекающей каждое зерно, причем это должно более или менее однородно выдержаться на громадной площади, сложенной в общем однообразными перидотитами. Хорошо известно, что сильное дробление пород приводит к образованию неравномерных зерен и участков породы, меняющихся от больших до пылевидных обломков, причем зерна имеют резко выраженное облачное угасание.

В перидотитах же мы имеем общее содержание пироксена (главным образом ромбического)[1] 20—30% и реже 40%, остальное—оливин, причем зерна пироксена, правда, неправильной формы, но величина их не меньше величины зерен оливина, чаще даже крупнее. Далее, зерна пироксена, как правило, менее облачно угасают, чем зерна оливина.

Неправильные зерна ромбического пироксена, истолкованные А. Н. Алешковым как разорванные, следует объяснить иначе. Зерна ромбического пироксена действительно имеют неправильную

[1] Пироксениты же состоят главным образом из моноклинного пироксена.

форму, они встречаются в виде вытянутых полосок и клиньев, располагающихся между зернами оливина и вдающихся по трещинкам в последние. Нередко зерна пироксена имеют форму каемок, окружающих зерна оливина.

Такие взаимоотношения могут быть истолкованы как образования ромбического пироксена после оливина из несколько более богатой кремнеземом остаточной магмы путем реакции избыточной кремнекислоты с ранее выделившимся оливином. Происходил рост кристаллов пироксена путем того или иного замещения оливина, приводящего к проникновению в зерно оливина клиньев пироксена, которые могли разрастаться до полного разъедания зерен оливина и до защемления остатков оливина между зернами пироксена. Так как рост кристаллов идет во всех направлениях, то в сечении (в шлифах) иногда представляются соотношения, которые на первый взгляд можно было бы принять за внедрение жилок оливина в зерне пироксена.

Целый ряд микрофотографий, приведенных в работе А. Н. Алешкова как доказательство разрыва зерен ромбического пироксена позже следовавшим оливином, доказывает как раз обратное—образование пироксена после оливина.

Следует также указать на описанные нами скелетообразные кристаллы пироксена в дунитах, которые А. Н. Алешковым также рассматривались как ксенолиты пироксена. Названные кристаллы имеют сферическую губчатую форму, причем в ячейках находятся зерна оливина. Такие кристаллы в разрезах (шлифах) представляют собой зерна оливина, между которыми располагаются неправильные — клинообразные и иные—зерна моноклинного пироксена, имеющие одинаковую ориентировку.

Такие кристаллы пироксена развиваются в участках дунита, находящихся в контактовой зоне габбро-перидотита. Рост их мы связываем с влиянием габбровой магмы, из которой привносились в дуниты (перидотиты) Ca и Si, причем рост пироксена происходил за счет оливина. Зарождение кристаллов приурочено к известным центрам, подобно тому, как образуются пятна и узлы в сланцах контактовых зон.

Выводы А. Н. Алешкова, отмеченные в пунктах 5, 6, 8 и 9, получили наше подтверждение, хотя в смысле вертикального распределения жилоподобных тел дунитов и змеевиков нами не собран материал для вполне определенных выводов.

В отношении пункта 7 наши наблюдения не дают определенных указаний, тем более что гарцбургиты от лерцолитов в поле в громадном большинстве случаев отличить невозможно.

Лерцолиты и верлиты довольно редкие породы в перидотитовом массиве Пай-Ер, который сложен главным образом гарцбургитами, причем в распределении лерцолитов и верлитов нашими исследованиями не подмечено закономерности.

V. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ МАССИВА

Для выявления платиноносности дунито-перидотитового массива Рай-Из в 1925 г. одновременно с геологической экспедицией была направлена поисковая партия, которой за весьма краткое время были произведены легкие поисковые работы в двух местах, а именно: в логу

№ 1, находящемся восточнее р. Медвежьей и являющемся притоком последней, и в логу Гаженг-Кулига, левом притоке р. Конгор.

В первом месте было заложено 8 шурфов, из которых лишь мелкие были добиты до почвы, а глубокие были приостановлены из-за валунов и воды. Опробование дало отрицательные результаты. Во втором месте (Гаженг-Кулига) было заложено 3 шурфа, из которых 2, в вершине лога, были добиты до почвы, а один, в нижней части лога, в 0,6 км от р. Конгора, не был добит до почвы. В первых двух шурфах платины не было обнаружено, а в третьей в шлихах было обнаружено химическим анализом 0,8 г платины на тонну. Шурф пробит до глубины 2,2 м и остановлен вследствие большого притока воды (1).

В 1930 г. поисково-разведочные работы были сосредоточены на тех логах, которые размывают дунитовые тела, содержащие сегрегации хромита, а именно: Енги-Юган, Гаженг-Кулига, Заячьем, правом притоке р. Конгор, и по самой р. Конгор. Главное же внимание было сосредоточено на бассейне р. Конгор, а именно в верхней и нижней его частях. Разведки производились бурением и шурфованием.

Одновременно с геологическими обследованиями в 1930 г. производилось опробование как наносов, так и хромитовых обособлений в дуните. Было произведено 70 ковшевых опробований рыхлых отложений (кос, элювия и пр.) в различных местах исследованного района, произведено 47 опробований хромитовых скоплений, которые приурочены почти исключительно к дуниту. Ковшевые пробы видимой платины не дали. Химическим анализом в пробах, взятых из хромитовых скоплений, установлено:

Проба	Pt	Au	Примечание
	г/т		
№ 5	0,06	сл.	Небольшое тело дунита в перидотитовом массиве Рай-Из
№ 33	0,042	нет	Незначительные тела дунита в перидотитах в вершине р. Хойла
№ 31	0,02	нет	
17 проб	сл.	нет	Незначительные и большие тела дунита в перидотитах
21 проба	сл.	нет	

На основании изучения района были намечены места разведок, причем главное внимание было обращено на бассейн р. Конгор, в верхней части которого были встречены дунитовые тела площадью в 0,006, 0,17 и 2 кв. км, содержащие значительное скопление хромитов, по текстуре очень похожих на Тагильские.

Разведочные работы были намечены в двух логах (Гаженг-Кулига и Мерзлом), находящихся в пределах перидотитового массива, и в трех местах — в нижней части р. Конгор. Кроме того, бурение эмпайром было поставлено в долине р. Енги-Юган для изучения мелких речных отложений, наблюдающихся на участке около 5 км длиной. В правой

вершине р. Енги-Югин, в контакте габбро и перидотитов, залегает дунитовое тело, содержащее значительное количество скоплений хромита. Ковшевые опробования элювия видимой платины не дали. Опробование хромитовых скоплений также дало отрицательные результаты.

При обследовании Пайерского массива, как было указано выше, были встречены в разных местах дуниты в виде мелких жил и небольших интрузивных масс, неравномерно разбросанные в перидотитах. Опробование хромитовых скоплений, приуроченных к ним, только в двух случаях дало незначительное содержание Pt, а именно 0,02 и 0,042, в остальных случаях опробование показало либо следы Pt, либо отрицательные результаты.

Возле р. Хойла встречено два дунитовых тела площадью 1 кв. км и 3 кв. км. Опробование хромитовых скоплений в этих телах дало следы и отсутствие Pt. В логах, берущих начало с дунитовых тел, рыхлых отложений нет; из-за крутого падения весь рыхлый материал уносится далеко от перидотитового массива и отлагается в равнинной части, прилегающей к восточному склону водораздельного хребта. Также не было встречено логов с рыхлыми отложениями в других местах перидотитового массива.

Перидотиты, бедные пироксеном, содержащие хромитовые скопления, были встречены на границе между габбро и перидотитами в пределах горы Подкова и возле горы Крепость, причем площадь этих пород достигает 1—2 кв. км. Здесь также не было встречено логов с рыхлыми отложениями, пригодных для разведок. Опробование хромитовых скоплений и здесь дало (химический анализ) в одних случаях следы Pt, а в других — отсутствие ее. Признаков золота нет. На западном склоне дуниты встречены только в виде маломощных жил и небольших интрузивных масс.

Таким образом, в пределах исследованной части Пайерского массива не было встречено логов, пригодных для разведочных работ. Рыхлый материал, образующийся от разложения перидотитов и дунитов, быстрым течением сносится в пониженную часть района и отлагается в долинах больших рек. Такими реками является р. Конгор, в устьевую часть которой приносится материал р. Хараматалоу, размывающей северо-восточную часть Пайерского перидотитового массива, и р. Танья, бассейн которой размывает остальную часть изученного района Пайерского перидотитового массива.

Накопление мелкого рыхлого материала в пределах перидотитового массива было встречено на р. Хойла и на р. Западной Пайерской. На первой встречен участок длиной около 5 км и шириной около 1 км, имеющий совершенно такой же характер, как выше отмеченный участок р. Енги-Юган. На р. Западной Пайерской участок, сложенный аналогичными отложениями, имеет длину около 3 км.

1. КОНГОР

Как было указано выше, поисково-разведочные работы были сосредоточены в бассейне р. Конгор, а именно в верхней и нижней его частях.

Осмотр долины р. Конгор (рис. 52) от выхода из перидотитового массива Рай-Из до его устья, т. е. на протяжении около 30—35 км, дал следующий материал для характеристики долины. Долина на указан-

ном протяжении имеет 5 сужений и 5 расширений. В суженных местах долина узка: ширина ее—около 40—100 м, причем река идет по всей долине, имея быстрое течение. Здесь не происходит накопления материала. В расширенных местах течение медленнее, и здесь происходит накопление материала.

Первое расширение, находящееся ниже Заячьего ручья, имеет большие размеры как по длине, так и по ширине. В сторону от русла р. Конгор долина последней сливается с долинами правых и левых притоков. Долина в пределах этого расширения выражена неясно. Здесь отложения очень крупны — преимущественно крупные валуны, причем мелкий материал присутствует в незначительном количестве. Этот участок почти не пригоден для разведочных работ, почему последние здесь и не производились.

Во втором расширении, находящемся в 10 км от перидотитового массива, материал гораздо мельче; валуны встречаются, но в гораздо меньшем количестве. Длина этого участка—около 2,5 км, а ширина достигает 1,5 км.

Ниже этого участка долина снова суживается и через 0,5 км опять расширяется — третье расширение долины р. Конгор. Длина его—около 1,5 км, ширина—до 300 м.

Отложения еще мельче, чем в предыдущем месте, валуны редки.

Ниже третьего расширения долина снова очень узка. Этот характер она сохраняет до устья р. Хараматалоу, т. е. на протяжении около 1,5 км. Непосредственно ниже устья р. Хараматалоу располагается четвертое расширение долины р. Конгор, имеющее длину около 3 км и ширину 300—500 м; отложения здесь сравнительно мелки, но валуны встречаются довольно густо. Характер долины р. Конгор непосредственно ниже устья Хараматалоу изображен на рис. 53.

Ниже, на протяжении около 4 км, река идет в узкой долине и имеет очень бурное течение. Долина с высокими утесистыми бортами, сложенными толщей, состоящей из порфиритов, туфов, туфосланцев и сланцев с прослойками известняков. По выходе из гор долина сразу становится очень широкой; она сливается с широкой долиной р. Собь. Здесь течение реки гораздо спокойнее, материал мелкий; встречаются песчаные отмели, отсутствующие в других местах.

1. В верхней части р. Конгор шурфовка была поставлена на двух логах: Гаженг-Кулига, на котором в 1925 г. в шлихах шурфа № 9 была обнаружена платина, и Мерзлом, впадающем в Заячий лог, правый приток р. Конгор.

а) Лог Гаженг-Кулига (рис. 23, стр. 31). Заложено 7 шурфов, из которых ни один из-за больших валунов, воды и мерзлоты не был пробит до почвы. Шурфы №№ 7 и 8, расположенные в вершине лога, из-за мерзлоты в невозможности подвозить дрова, остановлены на глубине 2,10 м и 2,20 м. Шурфы №№ 9, 10, 11 и 12 расположены в нижней части того же лога, метрах в 150—200 от р. Конгор. Шурф № 9 пробит до глубины 2,7 м, № 11—до 2,8 м и № 12—до 3,2 м. Они встретили морену и были брошены вследствие встречи крупных валунов весом до 50 т. Шурф № 10 доведен до глубины 13,2 м, он также проходил в морене и был брошен в виду встречи двух валунов весом около 2—3 т. Мерзлоты встречено не было. При промывке вынутой породы видимой платины не оказалось, встретились лишь маленькие золотинки. Опробование химическим анализом шлифов из шурфа № 12 показало отсутствие платины. Шурф № 13 рас-

положен вблизи русла р. Конгор, при впадении лога Гаженг-Кулига. Шурф пробит до глубины 5 м и брошен из-за большого притока воды и валунов. Он также проходил в морене. Мерзлоты не было встречено.

В борту ключика, берущего начало с того же дунитового массива, как и лог Гаженг-Кулига, и впадающего в р. Конгор в 2 км ниже Гаженг-Кулига, пробит шурф № 20, глубиной в 3 м. Он остановлен на сплошном камне — больших плитах полосатого габбро. Шлихов обнаружено сравнительно мало, причем замечено их убывание по мере углубления.

Рис. 53. Долина р. Конгор ниже устья р. Хараматалоу.
Fig. 53. The valley of the Kongor river, directly below the mouth of the Kharamatalou river.

б) Мерзлый лог (рис. 24, стр. 32). Было задано 6 шурфов, из которых 5 пробито до почвы. Два шурфа, №№ 17 и 18, заданы в самой вершине лога; глубина их—1,0 и 1,2 м. Видимой платины не обнаружено, но встречено большое количество крупного шлиха. Материал, слагающий в этом месте долину лога, малоокатанный. В шлихах из шурфа № 17 химическим анализом платины не обнаружено. Шурф № 15, встретивший почву на глубине 3,6 м, прошел слой мерзлоты толщиной около 2 м. Породы, пересеченные шурфом, однородные — суглинок с галькой. Обнаружено весьма большое скопление шлиха, убывающее по мере приближения к почве, причем у последней шлихов не было, видимой платины не замечено. Исследование шлихов химическим анализом дало:

в шлихах с глубины	2,40 м	Au нет;	Pt сл.
„ „ „ „	2,80 „	Au „	Pt нет
со всего разреза шурфа		Au нет;	Pt—0,5 г/т.

Шурф № 14 встретил почву на глубине 1,8 м, он прошел слой мерзлоты мощностью около 0,5 м; при почве встречено большое количество шлиха, но видимой платины замечено не было. Шурф № 16, встретивший почву на глубине 1,6 м, весь прошел в таликах, результаты промывки вынутой породы аналогичны с предыдущими.

2. Нижняя часть р. Конгор (рис. 52). а) Второе расширение долины, находящееся в 3—6 км выше впадения р. Хараматалоу. Длина его—около 2,5 км, ширина—до 600 м. Заложена линия шурфов с целью пересечь всю долину р. Конгор. Разведка начата бурением. Скважина на месте шурфа № 21 с трудом доведена до глубины 6,5 м. Почти с поверхности она проходила в мерзлоте, встречая крупные валуны. На глубине 6,5 м лопнула в нарезке последняя труба, и скважину пришлось бросить (на месте ее заложен шурф № 21).

Шурф № 21 доведен до глубины 10 м и остановлен на крупных валунах, которые, судя по шурфу № 26, лежат на почве.

Разрез пройденных пород:

Растительный слой	0 — 0,20 м
Бурый песок с галькой	0,20— 0,60 „
Речники с валунами	0,60— 1,80 „
Гравий с галькой и валунами	1,80— 5,40 „
Бурый песок со слабо окатанной галькой и валунами	5,40— 7,40 „
Бурая жирная глина	7,40— 9,00 „
Бурая глина с валунами	9,00—10,00 „
Валуны с незначительным количеством мелкого материала с весьма бедным содержанием шлихов	10,00 „

До глины встречались шлихи, в которых видимой платины не оказалось. Химическим анализом в шлихах также не обнаружено платины.

По этой же линии на расстоянии около 50 м друг от друга расположены шурфы №№ 23, 24, 25 и 27, которые из-за очень большого притока воды брошены на глубине 1,5 м, 1,8 м, 2,25 м и 2,7 м.

Шурф № 26, заданный в 10 м от шурфа № 21 ближе к руслу реки, пробит до почвы, которую он встретил на глубине 10,9 м.

Разрез пройденных пород:

Растительный слой	0 — 0,20 м
Бурый песок с галькой	0,20— 1,00 „
Речники с галькой и валунами	1,00— 4,20 „
Гравий с валунами и галькой	4,20— 6,20 „
Речник с галькой и валунами	6,20— 8,00 „
Бурая глина	8,00—10,20 „
Бурая глина с крупными валунами, лежащими на почве	10,20—10,40 „
Почва	10,40—10,90 „

До глины в небольшом количестве встречались шлихи, в которых видимой платины не обнаружено. В валунном материале, лежащем на почве, встречался в незначительном количестве мелкий материал: галька, дресва, песок, причем шлихов было очень мало. С глубины 0,60 м шурф № 26, так же как и № 21, проходил в мерзлоте.

b) Третье расширение долины р. Конгор, непосредственно примыкающие к предыдущему и расположенное ниже по течению. Разведка начата майной, заложенной у правого борта русла

р. Конгор. Глубина русла—1 м. Майной пройдено около 1,5 м речников, после промывки давших большое количество шлихов, уменьшающееся по мере углубления. Ниже была встречена темносерая глина с небольшой примесью песка. Глину удалось прощупать всего, считая от дна реки, до глубины 3,50 м. В шлихах видимой платины не замечено.

На линии, проходящей поперек долины и через майну, было заложено 2 скважины: № 11 и 12, из которых № 11 отстоит от майны на 12 м, а № 12 от № 11 на 25 м.

Скважина № 11 прошла следующие породы:

Речник мелкий	0 — 2,40 м
Синяя глина с мелкой галькой	2,40— 2,60 „
Синяя глина	2,60—10,20 „
Камень, очевидно, валуны, пройти которые не удалось	10,20—10,24 „

С глубины 4,8 м — мерзлота.

Скважина № 12 прошла следующие породы:

Речники	0 — 1,80 м
Крупные речники	1,80— 2,40 „
Речники с глиной	2,40— 3,60 „
Глина	3,60—11,35 „
Камень, который пробить не удалось	11,35

С глубины 7 м — мерзлота.

с) Четвертое расширение долины р. Конгор, непосредственно примыкающее к предыдущему и расположенное ниже по течению.

Разведка начата бурением. Скважина № 4, заложенная на острове, на глубине 2 м встретила крупный валун и была брошена.

Скважина № 4а, заложенная рядом, пробита до 7,74 м и остановлена из-за невозможности пробить валуны. Пройдены следующие породы:

Растительный слой	0 —0,80 м
Синяя глина	0,80—2,60 „
Дресва	2,60—5,00 „
Камень (валуны)	5,00—7,74 „

Шлихов незначительное количество.

Немного выше этого места, т. е. ближе к устью р. Хараматалоу, долина была пересечена линией скважин №№ 5, 6а—на левом берегу и №№ 7, 8, 9 и 10 — на правом берегу р. Конгор. Скважина № 5 прошла до глубины 9,46 м и дала результаты, близкие к результатам скважины № 4а.

Разрез пород, пройденных скважиной № 5:

Растительный слой	0 —0,60 м
Речники	0,6—4 10 „
Синяя глина	4,40—8,20 „
Дресва	8,20—9,40 „
Камень (валуны)	9,40—9,46 „

С глубины 1,6 м—мерзлота.

Скважина № 6а на глубине 5,38 м встретила валун и была брошена.

Скважины №№ 7, 8, 9 и 10, соответственно 1,20, 1,00, 4,55 и 2,14 м, не могли быть пробиты из-за валунов.

Разрез пород, пройденных скважиной № 9:

Растительный слой	0 —0,30 м
Речники	0,30—1,60 „
Речники с крупной галькой	1,60—2,20 „
Мелкий речник	2,20—2,60 „
Малоокатанные речники с крупной галькой	2,60—4,52 „
Валуны	4,52—4,55 „

Для проверки результатов скважин № 5 и 6а и для разведки другого берега была задана линия шурфов, пересекающая долину.

Заданные шурфы: № 28 — глубиной 2,60 м; № 29 — глубиной 4,90 м; № 30 — глубиной 1,80 м; № 31 — глубиной 2,90 м; № 32 — глубиной 1,50 м; № 33 — глубиной 3,00 м; № 34 — глубиной 2,20 м и № 35 — глубиной 2,00 м — все заливались поверхностной водой, бороться с которой было невозможно. Все шурфы на глубине 1,20 м — 1,50 м — 1,80 м встретили мерзлоту.

Разрез пород, пройденных шурфом № 29:

Растительный слой	0 —0,20 м
Пески	0,20—0,60 „
Речники с галькой и валунами	0,60—1,60 „
Грубый гравий с галькой и валунами	1,6— 3,2 „
Бурый суглинок с галькой и валунами	3,20—4,90 „

Кроме работ, произведенных в бассейне р. Конгор, были произведены поисково-разведочные работы в долине р. Енги-Юган и на „Первом логу“, находящемся между р. Медвежьей и р. Собь.

2. РЕКА ЕНГИ-ЮГАН

Река Енги-Юган в верхней части протекает в широкой, до 0,5 км, плоской долине, имеющей скалистые борта. Река имеет несколько вершин, глубоко врезающихся в перидотитовый массив, размывая перидотиты и участки дунита. Один из таких участков с значительным скоплением хромита, как было сказано выше, был встречен в правой вершине р. Енги-Юган на контакте габбро и перидотитов.

Особенностью долины, вернее — участка последней, длиной около 8 км, является наличие мощных, мелких речных отложений (галька, гравий, песок), типичных песчаных отмелей и террас, высотой до 5—6 м, сложенных таким же материалом.

Падение реки небольшое (1—1,5 м на 1 км). Течение спокойное, русло сильно извилистое. Наличие такого мелкого материала при указанных свойствах реки ясно указывает на возможность отложений в этом месте и металла, если последний имеется в дунито-перидотитовом массиве. Поэтому здесь была поставлена разведка буром Эмпайера. Задано две скважины: одна у русла реки, а другая — ближе к правому берегу долины, в расстоянии 150 м от первой.

Первая скважина пробита до глубины 13,50 м, причем 3,8 м она прошла в мелких речниках, а остальные — в голубой глине.

Вторая скважина прошла в подобных же породах, прорезав от глубины 3,8 м до глубины 13,80 м слой мерзлоты.

Обе скважины остановлены из-за использования всего количества обсадных труб и штанг.

Бурение показало, что на указанном участке имеются очень мощные отложения, пробить которые имевшимся буром Эмпайера не представлялось возможным, почему бурение здесь было прекращено.

3. „ПЕРВЫЙ ЛОГ" (КЕР-КУЛИГА)

На „Первом логу", названном нами Кер-Кулига, было задано 6 шурфов. Из них три прошли в морене и были брошены из-за больших валунов и сильной воды на глубине 3 м, 2,45 м и 4,75 м, а три, заданные ниже по тому же логу, прошли в речных отложениях и были добиты до почвы (два шурфа добиты буром). Почва встречена на глубине 1,75 м, 1,20 м и 4,17 м. При промывке видимой платины не замечено, попадались лишь мелкие золотинки.

Поисково-разведочные работы на логе Кер-Кулига производились в самом начале работ, т. е. в начале июля, когда части партии с большим трудом удалось пробраться на лошадях местных жителей в район работ, а именно: только до лога Кер-Кулига. По прибытии лошадей партии работы сразу же были перенесены в бассейн р. Конгор.

Поисково-разведочные работы на р. Конгор были закончены в самом конце октября, когда уже наступили морозы, достигавшие—27°, и снежные бураны. К этому времени в намеченных для разведки местах было произведено все, что можно было сделать при том техническом оборудовании, какое имелось в распоряжении партии. Переносить разведочные работы в устьевую часть р. Конгор уже было невозможно как по наступившим атмосферным условиям, так и вследствие того, что в устьевой части р. Конгора, где отложения должны быть еще более мощными, с имевшимся оборудованием вряд ли что можно было сделать.

Работы, произведенные в нижней части р. Конгор, позволили выяснить характер и мощность рыхлых отложений. Последние имеют большую мощность и состоят главным образом из речников, крупных и мелких, и глины; пески встречаются в малом количестве. Часто встречаются валуны. Характерно скопление валунов у почвы, причем мелкого материала здесь очень мало. Шлихи встречаются в большом количестве в верхней части отложений и в незначительном количестве присутствуют в валунном материале, лежащем на почве. Характер материала, находящегося у почвы, указывает на большой перемыв и на вынос мелкого материала, в том числе и шлихов.

Хотя в большинстве случаев нам не удалось довести разведочные единицы до почвы, но уже тех материалов, какие получены на основании работ, произведенных в нижней части р. Конгор, достаточно, чтобы сказать определенно, что дунито-перидотитовый массив Рай-Из не платиноносен, вернее, почти не платиноносен. В дунитах содержание платины выражается знаками, следами. Если бы в нем содержалась платина в более или менее значительном количестве, то мы, несомненно, встретили бы признаки платины в вынутых из шурфов материалах. Еще более убеждает нас в неплатиноносности (в весьма слабой платиноносности) названного массива то, что в шлихах из шурфа № 21 химическим анализом установлено отсутствие платины, также то, что даже в шлихах из шурфов, пробитых на Мерзлом логу (шурфы добиты до почвы) и в логу Гаженг-Кулига (шурф №2), химическим анализом не обнаружено платины. Последняя

обнаружена в размере 0,5 г/т только в одной из трех проб шлихов из шурфа № 15.

Много данных говорит в пользу того, что и осмотренная часть Пайерского массива также не платиноносна (весьма слабо платиноносна), о чем можно судить по почти отрицательным результатам опробования рыхлых отложений, находящихся в четвертом расширении долины р. Конгор, куда приносится материал р. Хараматалоу, размывающей северо-восточную часть массива Пай-Ер.

Кроме того, разведки в нижней части р. Конгор показали, что в долине р. Конгор и в долинах других рек, находящихся в аналогичных условиях, бурение Эмпайром неприменимо. При наличии таких валунов вряд ли будет возможно применение 6-дюймового бура Эмпайра (у нас был 4-дюймовый). Шурфовка возможна только при наличии особого оборудования для борьбы с водой.

Таким образом, в результате произведенных работ можно говорить более или менее определенно, что в дунитах и перидотитах массивов Рай-Из и Пай-Ер платина находится в таком рассеянном состоянии, что рассчитывать на промышленные россыпи, а тем более на коренные месторождения не приходится.

Этих данных, однако, не вполне достаточно для того, чтобы распространить этот вывод целиком на весь перидотитовый массив, охваченный исследованиями А. Н. Алешкова (2). По данным А. Н. Алешкова, в юго-западном конце перидотитового массива в районе Нельки, Тумбуловки и др. гораздо сильнее развиты дуниты, с которыми, быть может, связана более значительная концентрация платины.

Пока трудно решить этот вопрос. Только новые геологопоисковые работы в этой части массива позволят сделать окончательные выводы о платиноносности перидотитовых массивов Полярного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н., Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Геологоразведочное Объединение, 1932.
2. Алешков А. Н., Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Изд. Акад. Наук, 1929.
3. Кротов Б. П., Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Каз. Общ. Естествознания, 47, Казань, 1915.
4. Падалка Г. Л., Геологическое строение 2-й Вагранской дачи на Северном Урале. (Фонды ЦНИГРИ.)
5. Молдаванцев Е. П., Геология и Петрология Ивдельского района. (Фонды ЦНИГРИ.)
6. Молдаванцев Е. П., Железорудные месторождения Северного Урала. Кабановско-Ивдельский район. (Фонды ЦНИГРИ.)
7. Молдаванцев Е. П., Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923, 1924 и 1925 гг. Изв. Геол. Ком., 1924, № 9, 1925, № 10 и 1927, № 2.
8. Городков Б. Н., Полярный Урал в верхнем течении рр. Соби и Войкара. Изв. Акад. Наук., Л., 1926.
9. Городков Б. Н., Полярный Урал в верхнем течении р. Соби. Тр. Ботанического Музея Акад. Наук. XIX, Л., 1926.
10. Городков Б. Н., Полярный Урал в верховьях рр. Войкара, Сыньи и Ляпима. Комиссия экспедиционных исследований Акад. Наук, Л., 1929.
11. Гофман Э., Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой, Т. II, СПб., 1856.
12. Высоцкий Н. К., Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. Ком., 62, СПб., 1913.
13. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Урале, Юрьев, 1900.

14. Duparc L., Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord, I, II, III, IV, Genève, 1902, 1905, 1909, 1914.
15. Duparc L., Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minier de Nicolae-Pavda, Genève, 1916.
16. Wagner P. A., The Platinum deposits and mines of South Africa. London, 1929.

SUMMARY

In the Ural watershed range, between 60°30′ and 67° northern latitude there are situated two enormous peridotite massifs elongated in the north-eastern direction and belonging to the gabbroperidotite zone extremely developed in the Polar Ural. The northern massif — Rai-Iz is about 28 km long and about 14 km wide, the southern — Pai-Er-Voikarsky — about 180 km long and about 13 — 18 km wide.

Between the massifs there is an interspace about 15 — 20 km in length, composed of crystalline schists.

The examined massif — Pai-Er — represents the northern part of the above named Pai-Er-Voikarsky peridotite massif.

I. OROGRAPHY AND GEOMORPHOLOGY

The massif Pai-Er composed of peridotite, presents a watershed range with absolute heights varying from 1000 to 1400 m while its summit reaches 1500 m.

Rocks of gabbro and diorite types, belonging to the same gabbro peridotite intrusion, are disposed along the south-eastern side of the range and form a lowland, the altitudes of which vary from 200—400 to 500—600 m. Still lower the country is made up of metamorphic schists situated along the north-western side of the peridotite massif. Here the altitudes vary between 300— 400 m, rarely reaching 500 m.

The space between the Pai-Er and Rai-Iz massifs composed of crystalline schists, presents a depression of hillock character being in general similar to the gabbro-diorite rocks.

The relief of the described district depends to a certain degree on the lithological composition of the country and is due chiefly to the action of water and ice. Traces of the action of the latter are extremely clearly preserved on the peridotite massif, which is composed of the most solid rocks, whereas on the crystalline schists and rocks of gabbro and diorite type they have partly disappeared.

There shows distinctly the action of the continuous glacial sheet and that of the Alpine glaciers replacing the former.

The action of the glacial sheet resulted in the rounding of the peridotite massif giving to the latter the shape of a dome, and in the depositing of a thick moraine in the lowlands. Figs. 2, 3, 4, 5 show the action of this glaciation. The action of Alpine glaciers resulted in cutting of deep V-shaped valleys followed by a moraine deposition. Figs. 2 — 13 and others show the action of the Alpine glaciers. Moraine deposits are well represented on figs. 14, 15 and others.

As compared to the enormous action of glaciers that of the rivers is extremely insignificant in consequence of which there occur no typical alluvial deposits within the limits of, and near to, the peridotite massif.

II. GEOLOGY OE THE MASSIF

The gabbro-peridotite massifs, Pai-Er and Rai-Iz, are a large laccolyth-shaped body intruded intro a strongly dislocated effusive-pyroclastic-sedimentary series. The texture of this plutonic complex resembles in the main that of the platinum-bearing complex of the Northern Ural.

Similarly to the latter the more basic (nonfeldspathic) rocks are concentrated in the western (lower) part of the complex, while in its eastern (upper) part there are situated feldspathic rocks belonging to the series of gabbro-quartz diorite, the latter occupying the easternmost position.

On the western side of the olivine rocks (peridotite) gabbro occurs but in insignificant quantities.

A peculiar feature of the Polar Ural intrusive complex is the great development of nonfeldspathic rocks quantitatively being but little less than the feldspathic ones, whereas in the Northern Ural complex the latter prevail over the nonfeldspathic rocks.

1. ENCLOSING ROCKS

The gabbro-peridotite massif is enclosed in an effusive-pyroclastic-sedimentary mass resembling the series enclosing the gabbro-peridotite bodies of the platinum-bearing districts of the Ural.

This is confirmed by the finding of clearly defined tuffs made up of both basic and acid effusives, as well as by the presence of normal sedimentary rocks.

The above-mentioned series is represented on the northwestern side of the massif by a great quantity of sedimentary rocks of the type of arenaceous-argillaceous and argillaceous shales, alternating with green schists formed from a series of rocks of effusive tufa type. Such a series is extremely developed on the western side of gabbro-peridotites of more southern districts of the Ural, for instance Denezhkin Rock, the Second Vagranskaya Datcha, Konzhanovsky Rock and others.

In the interval between the Pai-Er and Rai-Iz the enclosing rocks are represented chiefly by amphibolites and hornblende schists.

These rocks are identical with amphibolites and hornblendes schists met with near the gabbro-peridotite bodies of the district of the Second Vagranskaya Datcha, Denezhkin Rock, Konzhanovsky Rock on the Northern Ural and formed of basic, rarely neutral effuisive rocks.

The effusive-sedimentary mass, similarly to that in the Northern Ural is cut through by acid (of granite, porphyry type) and basic (of diabase type) vein rocks subjected to a strong dynamothermal metamorphosis and altered into gneisses and amphibolites.

On the south-eastern side the enclosing rocks are again the effusive-sedimentary series in which occur clearly pronounced tuffs and porphyrites on the one hand, and normal-sedimentary rocks, represented by marmorized limestones and metamorphosed marly schists on the other hand.

This mass of enclosing rocks is extremely dislocated. The schists are in places crushed and folded. The strike of the rocks follows in general the direction of the limit of the gabbro-peridotite complex, which is especially well pronounced at the north-western contact and less distinct at the southeastern contact, due to unsufficient denudation. The dip of the rocks is steep and in general directed towards the conatct.

2. PERIDOTITE BODIES

The relations of peridotite with the enclosing rocks show that the former rest over schists and represent the lower part of the gabbro-peridotite laccolyth.

The peridotite massif Pai-Er is extremely large. It stretches, without interruption, over a distance of obout 180 km and is 13 — 18 km wide.

The massif Pai-Er is more or less homogenous in composition and is formed chiefly of harzburgite with insignificant quantity of verlites and lerzolites. The harzburgites are of a rather uniform composition and contain usually a small amount of enstatite, and bronzite amounting mostly to 20 — 30%. The distribution of these peridotites bears no traces of regularity.

Banded texture is typical for the massif, being in places well pronounced (fig. 28); more often, however, it is either not discernible or very slightly pronounced. The thickness of the bands usually measures centimeters and rarely decimeters. Their direction generally coincides with the outlines of the peridotite body. Not less typical for the peridotite massif are the planes of joints, the principal of which are the following three systems:

1) Strike — NE 50 — 60° ∠~ 80° to SE
2) „ — NW 310 — 320 ∠~ 80° to NE
3) Almost horizontal.

Besides the joints there is also typical the schistosity which is not always well expressed but the peridotites are in some places altered into peridotite schists, and in the presence of serpentinization — into serpentine schists (fig. 29). The direction of the schistosity corresponds, on the whole, to the outlines of the massif, while in its middle part — to its general strike.

The peridotites are significantly serpentinised and in places they are completely metamorphosed into serpentines confined for the most part to the margins of the massif especially on its north-western side.

The presence of dunites and peridotites close to dunites is also extremely typical for the massif. These varieties differ only to the amount of pyroxene — chiefly rhombic (enstatite and bronzite) and rarely monoclinal ones; the contents of the latter do not exceed in the dunites 1 — 2% and in peridotites close to dunites 5 — 10%. Rocks lacking dunite are met with very seldom.

Dunites and peridotites close to dunites are extremely irregularly distributed, the usual form of occurrence being small veins and rarely stock-like or cylindrical bodies.

The above named rocks are for the most part confined to the south-eastern margin of the massif, i.e. they are situated nearer to the contact with gabbro. The dimensions of irregular dunite bodies are extremely variable and vary from hundreds of m^2 to 3 or even 5 — 6 km^2. Characteristic is the fact that those bodies are connected with small veins of dunite presenting apophyses running in different directions-not following the fissures of joints.

The small veins are not thick and are measured by centimetres and decimetres. The largest of the observed veins is 0,6 m thick, with a length of about 35 m (fig. 31). Their usual length measures metres.

Their clay partings are usually indistinctly outlined and only very seldom sharp and linear in form (fig. 32). In the first case the dunite

solidification took place in the hot plastic mass of peridotites while in the latter — the dunite intrusion took place along the fissures of joints in the silidified peridotite. The most typical veins of dunite are represented on figs. 33, 34 and 35. These dunite veins often run across the stratification of peridotites (figs. 36 and 37), consequently they are younger than the dunite bands which are of the same age as the peridotite bands alternating with them.

Characteristic is the fact that around the dunite bodies disposed in the peridotite massif at a certain distance from the contact with gabbro there are no pyroxenite borders and parts whereas around the dunite bodies, situated on the contact with gabbro, the latter are almost always observed. Such borders sometimes extremely resemble those of pyroxenites around dunites of the platinum-bearing districts of the Ural.

The distribution and shape of the dunite bodies in the massif, as well as the fact that most of them are confined to the southeastern margin of the latter are extremely interesting and cannot be explained by the crystallizing differentiation of magma only. In the latter case there might be expected the presence of dunite bodies at the north-western margin of the peridotite massif, as the lower par of laccolyth. It is very difficult to explain the formation of vein-like bodies of dunites by crystallization - differentiation.

In the peridotite massif, as well as in dunite bodies, there are often observed vein rocks represented in dunites almost exclusively by pyroxenites (and rarely by gabbro), while in peridotite—also, by gabbro-pegmatites, diabases, plagioclase-pyroxene porphyrites, plagioclasites and plagioaplites.

Of vein rocks most often occur pyroxenites, which are the same, both in dunites and in peridotites. In places they are rather abundant (figs. 38 and 39); their thickness for the most part measures centimetres and decimetres, and rarely meters. The majority of these veinlets resemble those of dunite, though they strictly follow the planes of joints and have sharp sahlbands, — consequently they crystallized in the already cooled peridotite. Their length is also insignificant measuring meters and rarely scores of meters. Only sometimes there are met with lens-like veins of pyroxenites up to 100 m in length and up to 30—40 m thick.

Veins of gabbro occur rarely. They are also irregularly distributed in the massif. Their thickness usually measures decimetres, less often 1—3 m, sometimes centimetres.

These veins are confined mostly to the marginal part of the massif. They are also confined to the planes of joints usually of north-eastern and north-western directions.

In places there is observed a certain genetic relation between veins of gabbro and, pyroxenites, namely, in some small veins gabbro is enriched with pyroxene, which strongly predominates over plagioclase and even completely replaces it, i. e. there are observed transitions of gabbro into pyroxenites, possibly, due to the interaction of gabbro and peridotites.

Other vein-rocks occur but seldom.

3. PYROXENITE BODIES

In the massif Pai-Er pyroxenites as well as dunites are slightly developed. They are observed only in some places at the contact of gabbro with peridotites, in such places, on the contact with the latter,

forming extremely complex correlations of rocks of the type: peridotite, dunite, pyroxenite and gabbro. Pyroxenites occur only at the south-eastern side of the peridotite massif and are almost completely absent at its north-western side. As compared with peridotites, pyroxenites occupy insignificant areas, while in the platinum-bearing districts of the Ural we see just the opposite quantitative correlations-pyroxenites are developed in the form of borders around dunites and very often extremely predominate over the latter.

Characteristic is the fact that in the places of development of pyroxenites there are always present dunite bodies of various dimensions and shapes (Mnts Krepost, Podkova, Khoila, Chernaya).

4. ZONE OF CONTACT BETWEEN PERIDOTITES AND GABBRO

In most cases the contact is extremely distinctly observed and only in some places it is represented by complex correlations of rocks.

In the first case peridotites in the contact itself virtually do not at all differ from those disposed at some distance from the contact, except by a strong serpentinization, while gabbro too possesses no essential peculiarities.

Gabbro at the contact seems to be somewhat stronger stratified and is always more strongly schistose. In places there are observed near the contact more melanocratic varieties giving to the gabbro a sharper taxitic texture.

In the second case there is a complex correlation of rocks of the gabbro, peridotite, dunite and pyroxenite type. Frequent and indefinite changes of rocks by others, the presence of specific varieties, which do not correspond to the usual types of rocks lead us to consider such portions of the contact zone as formations resulted from the action of gabbro magma on the solidified peridotites and dunites. Based on this point of view it is easy to interpret the origin of each variety, as olivine pyroxenites containing sometimes crystals of plagioclase, very coarse-grained pyroxenites enclosing insignificant portions composed of plagioclase: extremely heterogenous pyroxenites consisting of large crystals of monoclinal pyroxene, among which there are disposed small spaces occupied by aggregates of fine grains of plagioclase and pyroxene; dunites enclosing large skeleton-like crystals of pvroxene, and others.

In one place, namely, in the contact of gabbro with dunites in the mouth of the Gazhen-Kulig spring, left afluent of the Kangor-River (fig. 23) we received direct indications of the presence of hybrid rocks. We have met with in this place xenolyths of dunites of acute-angled or rounded shape, peridotites close to dunite, and peridotites, either partly or completely transformed into an aggregate of hornblende. On the contact gabbro itself is strongly enriched with hornblende forming even hornblendites; such places are irregularly distributed and cause the ataxitic texture of gabbro. Characteristic is an almost complete absence of pyroxenite on the contact of gabbro with dunites (peridotites).

At another place, in the district of the Chernaya mountain (Rai-Iz), on the contact of gabbro ahd peridotites in the latter occur veins of gabbro 1—3 m thick, having in some places apophyses 3—5 cm thick, running crosswise to the schistosity of peridotites. It is observed that on the contact with peridotites gabbro is enriched with pyroxene while the thin apophyses of gabbro approach the pyroxenites.

The above mentioned correlations clearly indicate that gabbro was crystallized at the moment when the peridotites and dunites were already solidified, also that there took place the displacements of fluid gabbro magma breaking in places through the marginal part of peridotite massif.

5. ZONE OF CONTACT OF PERIDOTITES AND SCHISTS

The Peridotites are on the contact with schists of the usual type and only in places somewhat enriched with pyroxene. They are often in direct contact with schists and only in places there are developed among these rocks small amounts of gabbro and still more seldom of pyroxenites.

6. GABBRO BODY

Rocks of the gabbro group are disposed along the south-eastern part of the Pai-Er massif, as well as the Rai-Iz massif and are only insignificantly developed at its north-western side.

These rocks form a large body, 15—20 km wide, with the length of the body greater than that of the peridotite massifs, stretching far to the north, as well as to the south from the latter.

Though these rocks are as yet unsufficiently studied, there may be defined even now a general zonality in the distribution of rocks of the plagioclase group, namely at the peridotites is situated gabbro, eastwards — gabbro-diorites, and still more eastwards—quartz diorites, which are in contact with metamorphic schists,

It is characteristic that the transformation of rocks from peridotites to gabbro is but feebly expressed in the Polar Ural. There are slightly pronounced varieties of tylaite and olivine gabbros and most often are represented hornblende gabbros, being amphibolized and cataclastic gabbro of normal type, and gabbro-diorites.

Not less characteristic is the development of a great mumber of feldspathic rocks containing different amount of quartz (quartz gabbro, gabbro-diorites, quartz diorites).

Worth of mention is the stratified texture of gabbro, which is extremely well pronounced near the peridotite massif, the direction of the stratification corresponding to the outlines of the latter.

The gabbro-quartz diorite group often possesses an ataxitic texture, which depends on the irregular distribution of melanocratic and leicocratic portions.

In the gabbro body are developed vein rocks, represented by diabases, microdiorite, granite, plagiogranite, granodiorite, plagioaplite and plagioclasite, out of which the veins of granites, plagiogranites, granodiorites and plagioclasites were probably formed in consequence of an interaction of aplites and plagioaplites with gabbro.

The gabbro body undoubtedly belongs to the same volcanic cycle as the peridotites, which are only parts of a large body, composed of rocks of gabbro-peridotite formation. Different representatives of the latter appeared owing to the principal crystallization differentiation of magma, only complicated by the movements of magmas — dunite magma on the one hand and gabbro magma — on the other hand.

Between the formation-period of the dunite-peridotite solid body and that of the gabbro solid body there was a more or less prolonged interval.

After the formation of the dunite-peridotite solid body, which under the influence of the pressure acquired the principal junction planes, there took place an advance of magma of gabbro composition, which partially broke through the dunite-peridotite body, caught fragments of it and assimilated them. Inasmuch as the advances of this magma occurred under strong pressure it is but natural to assume also that there was an intrusion of portions of magma, rich in volatile components, along the clefts of the junctions in the dunite-peridotite body, which led to the formation of vein-like bodies of gabbro and pyroxenites; the latter, possible owing to the reaction between the gabbro and the peridotite, being none other than apophyses departing from the gabbro that lies above and at the sides of the dunite-peridotite bodies. Thus the veinlike bodies of gabbro and peridotites are disposed in the upper psrt ot the dunite-peridotite bodies and wedged out with the depth.

7. CORRELATIONS OF DUNITES AND PERIDOTITES

An examination of the peridotite massif Pai-Er leads to the following conclusions, concerning the correlation of dunites and peridotites.

1. Dunite or peridotite close to dunite is met with in the form of strips alternating with those of peridotite (harzburgite) of the usual type. Such strips are sometimes numerous, have more or less sharp and parallel sahlbands, the thickness of separate strips measuring either decimetres, centimetres or fractions of them, or meters — which is however extremely rare. Fig. 28 clearly shows these alternations. The consequence of this is the creation of a typical stratified texture the direction of the strips corresponding, on the whole, to the elongated form of the massif, or more exactly, to the direction of its lateral sides.

2. To this stratifications of the rocks are added dunite strips from one centimeter and less to one decimeter in thickness running crosswise to the stratification of the peridotites and intersecting the peridotite strips, as well as the dunite ones (figs. 36 and 37). These strips must naturally be regarded as veins intruded after the stratified peridotite had been formed.

Whereas the latter, as well as the stratified gabbro is to be explained as the result of specific conditions of crystallization of the magma, according to the universally adopted theses, the veins of dunite running crosswise to the stratification of the peridotites must be regarded as formations originated after the formation of peridotite as a solid body, possibly not quite cooled.

3. Dunite bodies represent small veins from 1 cm to several decimetres thick, rarely up to $^1/_2$ m and more.

These veins are short, mostly not more than several meters long, rarely several scores of meters. Their contacts are for the most part not sharp though quite distinct in consequence of which the dunite veins are easily distinguished from the peridotites (figs. 31, 33, 34 and 35). Veins with sharp sahlbands are rarely met with (fig. 32). The directions of the veinlets are extremely varied and no regularity in their disposition could be noticed. In has been noticed that veins with sharp sahlbands run along the fissures of the joints. Characteristic is the distribution of veinlets of dunite in the peridotite massif. Investigations, which embraced the entire width of the massif, show that these veins occur in different places all over the massif, their character being everywhere uniform.

There is observed only their enrichment near the mountain pass of the Khoila River and in the upper course of the Pai-Er rivers and generally in the south-eastern part of the massif, i. e. in those places, where the dunite bodies occur most often. It is a characteristic fact that many veinlets are confined to definite points, where they are extemely numerous. It is observed that in such places there are outcrops of small irregularly-shaped bodies of dunite, having the form of small stocks, from which there starts a system of thin veins running in various directions.

4. Dunite is met with in the form of more or less significant bodies, of either rounded or irregular shape, from several scores of square meters to 3 km^3 in size at the outcrops; with these bodies too are connected fine veinlets of dunites, situated for the most part in the contact zone of the peridotites and showing different directions. Sometimes among these dunite bodies are observed places (usually representing elevated spots, small rocks, hillocks made up of peridotites, the latter always being cut by veins of dunite of the usual type.

Observations on the Khoila River have shown that the sides of certain dunite bodies are steep, approaching the vertical, which allows to suppose their cylindrical or funnel-like shape. Side by side with this occur bodies, by their forms near to stocks and pockets.

It is characteristic that at the contacts of various dunite bodies and peridotites no macroscopic nor microscopic alterations of rocks have been observed.

Transformations of rocks take place only near the dunite bodies lying in the contact zone of peridotites and gabbro a detailed description of which has been given in the geological survey.

Such correlations of rocks lead to the following conclusions.

a) Dunite strips were isolated in the course of the crystallization of peridotite and as the result of specific conditions of the same, i. e. they are syngenetic with peridotites. They are the cause of the banded texture. No higher content of chromite could be detected by our observations.

b) Dunite veins are of other origin than dunite strips and of later formation.

c) Dunite veins and bodies of significant dimensions are of the same origin. There is no ground whatever to distinguish the conditions of the formation of significant dunite bodies from those of the origin of small dunite veins. The period of the formation of both is the same. Veins are undoubtedly epigenetic in respect to the enclosing peridotite portions of the massif. Field observations show that with these bodies are connected large chromite reserves, the latter being higher in larger bodies than in small veins.

d) The bodies are distributed all over the peridotite massif the greater number of large bodies as well as the dunite veins distinctly showing at the south-eastern side of the massif and more often close to the contact with gabbro.

This disposition of the dunite bodies does not accord with the universally adopted opinion of the isolation of dunite bodies in the lower part of the magmatic centre, because the north-western part of the massif must be regarded as the lower part of the magmatic centre.

e) The formation of veins began before the complete cooling of the peridotite had taken place and ended after the complete solidification of the latter, in which formed the principal fissures of the joints.

f) The conditions of formation of chromite do not essentially differ from those of chromite formation in the platinum-bearing dunites of the Ural, though here some dunite bodies behave in this respect as separate dunite massifs at other places of the Ural.

g) The absence of transmutation of the rocks at the contacts of peridotites and dunites may be naturally explained by the great resemblance of the composition of the rocks differing only in rhombic pyroxene which amounts in peridotites (harzburgites) mostly to about 20—30% and in dunites to 1—5%.

h) The presence of different rocks on the borders of some dunite bodies of the contract zone of gabbro and peridotites (for inst. Mt. Podkova) is to be explained by the action of gabbro.

i) Based on the crystallization-differentiation of magma the above indicated correlations of dunites and peridotites may be explained by the possible melting of dunite isolations in the lower part of laccolyth. These isolations, however, should not be regarded as a single large body, but rather as a series of bodies. Molten portions of dunite magma, saturated with volatile components had been pressed into the peridotite massif and intruded into it in those places which, possibly, had been prepared by the tectonics.

As a result there were formed numerous dunite bodies of stock, cylindrical or other shape, from which run apophyses in the form of small veins being the effect of the same magma intrusion, intensified by continuous tectonic movements as well as under the pressure of the volatile components.

On the base of our point ot view the intrusion of dunites into gabbro may be admitted; though these phenomena were not distinctly observed in the Polar Ural, facts of dunite intrusions into gabbro are present on Denezhkin-Kamen in the Northern Ural (5, 7). Thus we must admit a rather long period of formation of dunites, which began in the earliest phase of formation of gabbro-peridotite rocks and was terminated after the solidification of gabbro.

The complex correlations of the rocks in some places on the contact of gabbro and peridotites have been explained as the action of the fluid gabbro phase and the solid peridotite one as a result of which followed the formation of a hybrid rocks. If we adopt the supposed origin of the dunite bodies it would be easy to admit the formation of the same hybrid rocks either by the intrusion of dunite magma into the gabbro rocks, or into the not yet solidified gabbro magma. Assuming this, the constant presence of dunite bodies in the complex of hybrid rocks will be quite clear. The formation of the latter we thus considered as the result of the fusing of gabbro-magma with already solidified peridotites (and dunites), as well as of the intrusion of dunites into the rocks of the feldspatic group. Both processes could take place simultaneously, intensifying each other.

The only objection to such an explanation of the origin of the dunites may be the large distribution of dunite bodies and especially of small veins. They are distributed throughout the peridotite massif, no regularity in the distribution having been detected either by our own, or by any previous work. It seems rather unusual that an intrusion of dunite magma should take place along such multiple routes.

The second possible objection — the absence of dunite bodies in the gabbro body becomes untenable, considering tbat between the formation of the peridotite and gabbro solid bodies there was a more or less prolong-

ed interval; also in view of the fact that the intrusion of dunite magma had taken place only in the lower part of the gabbro-peridotite massif.

j) Another possible assumption consists in the dunites having been formed from a residual fraction, isolated in the general process of differentiation, i. e. the formation of dunites resembling the process of the formation of aplites and pegmatites. Such a process is inconsistent with the theoretical view concerning the crystallization of peridotite magma, though some investigations admit this process, as for instance, P. A. Wagner (16), who has made a thorough study of the platinum deposits of the Buschveldt igneous complex in South Africa. P. A. Wagner is of the opinion that the olivine and hortonolite dunites are products of the solidification of liquid fractions of dunite magma, representing a residuum, poor in silica, isolated in the general differentiation-process. He bases this thesis on detailed geological study of fhe olivine-dunite and hortonolite-dunite bodies.

In the Northern Ural we have, perhaps, a process, to some degree similar to that in South Africa.

Some common features in the process of the formation of dunites in South Africa and the Polar Ural are shown, on the one hand, in the phenomena of the type of explosions and on the other hand by the participation, in places, of a great quantity of volatile components.

In the portions of development of dunite bodies clearly shows the breaking up of the rocks and the forming of pieces of peridotite cemented by dunite. Possibly some pieces of peridotites are wholly assimilated, as a result of which were formed irregular bodies of dunite. This latter is well illustrated by denudation 337, shown in table VI. There is represented a section of peridotite in which, in different directions, pass numerous veins of dunite, cementing pieces of peridotite. These veins are closely connected with a small irregular dunite body containing isolations of chromite.

At some places occur very coarse-grained dunites, the grains of which attain a size of up to 10 sm; this obviously points to a great quantity of mineralizators, with the assistance of which the dunite was crystallized.

A third possible assumption concerning the formation of dunite bodies may be expressed as follows:

Specific conditions of differentiation of magma led to the isolation of dunite magma, in the form of a series of portions in the peridotite magma, the crystallization of the dunite magma having been finished after the solidification of the peridotite body. The tectonic tensions, under the effect of which took place the crystallization of the latter, were the cause of som displacements of the dunite magma and the pressing out of small portions of the same into the peridotites, along the small fissures of the latter.

Of the proposed assumptions, concerning the formation of dunite bodies, the second assumption seems the most probable one, however, the significance of the other two cannot be altogether discarded, as they too may have taken some part in the process.

k) The third possible hypothesis of the formation of the dunite bodies is the following.

Special conditions of magmatic differentiation resulted in the dunite magma separating as a series of areas of various size in the peridotite magma, the crystallization of the dunite magma being completed after the solidification of the peridotite mass. The tectonic strains, under whose

action occurred the crystallisation of the latter, were the cause of the different movements of the dunite magma and of small portions of it being pressed into the small fissures of the peridotites.

Of the hypotheses of the formation of the dunite bodies the second is the most probable one. but the other two cannot be rejected, especially the last one, which may also have had place to a greater or less extents complicating the general picture.

8. SOME CRITICAL REMARKS ON THE CONCLUSIONS OF A. N. ALESHKOFF WHO INVESTIGATED THE GABBRO-PERIDOTITE MASSIFS OF THE POLAR URAL AND HAS DESCRIBED THE DUNITE-PERIDOTITE MASSIFS.

The study of the correlation of the rocks led A. N. Aleshkoff to the following conclusions.

1) „Solid pyroxenites (diallagites) existed before the solid dunites, and that the dunite masses probably intruding in the form of a fluid into the diallagites tore away small or large pieces of the same or penetrated into tham along the system ot fine fissures, solidified, playing the role of cement for the broken diallagites.

2) Solid gabbro existed also before the dunites and dunite magma had penetrated in this case into the gabbro, along the fractures, einther pressing them to vein-like bodies (wedges), or breaking them off in the form of xenolyths.

3) Dunite magma migrated under a certain pressure along the fine cataclastic network of diallagites and split them into small pieces or single large ones. The result was a mixture of the fluid phase of dunite magma with the solid pyroxenite material. This heterogenous mixture saturated with the moisture of the sedimentary rocks in its tendency to reach an equilibrium of the system, under the effect of slow cooling, the action of the orogenic powers and the decrease of the statistic pressure, caused the diversity of the peridotites and serpentines.

4) Dunite and peridotite as hard rocks are more recent formations than pyroxenites and gabbro.

5) Dunite when found together with peridotites form in the latter a series of vein-like bodies.

6) The number of dunites forming vein-like strips in peridotites increases with the depth of the massif, i. e. vertically downwards.

7) Harzburgite masses are intruded into lerzolite or verlite masses.

8) Dunite masses are wedged into the peridotite ones.

9) The serpentine zones are confined to the marginal parts of the massifs and in a greater degree at the border of crystalline schists than of gabbro; the upper parts of the massifs are considerably stronger serpentinised than the lower parts.

10) Lerzolites compose chiefly the central part of the massif".

Our investigations, however, expounded both in the geological and petrographical survey do not permit to agree with the principal conclusions of A. N. Aleshkoff given above.

As far as paragraphs 1, 2 and 3 are concerned our observations led to inverse relations, namely:

1) Gabbro as a rock, was formed later than dunites and peridotites, which is clearly evidenced by the presence of xenoliths of dunite and peridotites in the gabbro, and by veins of gabbro in the peridotites and dunites. As has been already pointed out the veins of gabbro run mainly along the fissures of the chief joint, conformable with the stratification

of the peridotites, the veins of gabbro sometimes running obliquely to the schistosity (stratification) of the peridotites.

We admit the formation of but small dunite masses at a later period than gabbro, similarly to the veins of dunite in the gabbro of Denezhkin Kamen (5,7).

The gabbro was formed after the peridotites had been completely solidified and had acquired, under the influence of a one-sided pressure, their principal planes of junction.

Nowhere could we observe veins of peridotite in the gabbro. There occurred, in fact, spots of peridotites in gabbro at the contact zones of gabbro and peridotites, these places however, usually of elliptical form, can by no means be regarded as veins in gabbro but on the contrary they should be regarded as xenoliths of peridotites in the gabbro at the zone of formation of hybrid rocks. In these spots of peridotites there are usually developed large, often skeleton-like, crystals of pyroxene.

2) Pyroxenites originated after dunites and peridotites which is confirmed by the presence of a series of veins of pyroxenites in the peridotites running along the principal planes of junction. It is absolutely impossible to regard as xenolyths the plate-like masses, with parallel sides several centimeters or decimeters and even meters thick, running a considerable distance both along the strike and the dip and following the planes of junction.

It is also impossible to regard as xenolyths the pyroxenite bodies of lens-like shape also elongated in the direction of the principal planes of junction. For instance, in denudation 154 the lense-like body of pyroxenite stretching in a north-eastern direction is about 100 m in length and 30—40 m in thickness.

In the depth it is divided into veins 10—15 m thick. These bodies occupy spots of peridotite enclosing dunite veins there being often developed large crystals of pyroxene. These bodies of pyroxenites represent veins-apophyses, described above. They wedge out with the depth, catch peridotites and form hybrid rocks.

The study of the correlation of the veins of gabbro and pyroxenites in peridotites lead to the conclusion of the possibility of development of pyroxenites-veins from gabbro by means of the action of peridotites on them.

We have obtained no favourable data concerning the formation of peridotites at the expense of pyroxenites, according to the scheme given in paragraph 3, the process being absolutely unnatural. According to the scheme by A. N. Aleshkoff there must be admitted the crushing of pyroxenites down to separate grains and parts of the latter, and their saturation with olivine magma envelopping every grain, and this process must be uniform all over a vast area composed in general of uniform peridotites. It is well known that strong crushing of rocks leads to the formation of irregular grains and places of rocks varying from large fragments to powder-like ones, all the grains having a distinctly pronounced cloudy extinction.

In peridotites we have a general content of pyroxene chiefly enstatite[1] 20—30%, rarely 40%, the rest being olivine, the pyroxene grains, though of irregular shape, being not smaller than those of olivine, often even larger. Further pyroxene grains have as a rule a less cloudy extinction, than those of olivine.

---

[1] Pyroxenites consist almost exclusively of monoclinal pyroxene.

Irregular grains of rhombic pyroxene and olivine, interpreted by A. N. Aleshkoff as fractured ones should be explained otherwise. The grains of rhombic pyroxene are really of irregular shape, they occur in the form of elongated strips, wedges, situated between the olivine grains and penetrating into the latter along the fissures. Pyroxene grains are often of the shape of borders, surrounding the olivine grains.

Such correlations may be regarded as formations or rhombic pyroxene after olivine from a residual magma somewhat richer in silica, by means of excessive silica with olivine previously isolated. The growth of pyroxene crystals occurred by means of replacements of olivine, leading to the penetration of pyroxene wedges into olivine grains. The former could grow to a complete dirtruction of the olivine grains and to the remains of olivine being pressed between the pyroxene grains. Owing to the fact that the crystals grow in every direction the section (slides) sometimes show correlations which might be, at first sight taken for intrusions of olivine veins into the pyroxene grains.

A whole series of microphotos appended to the paper A. N. Aleshkoff's as evidence of the rupture of the grains of rhombic pyroxene by olivine, proves just the opposite — the formation of pyroxene after olivine.

We must mention also the skeleton-like crystals of pyroxene described by us in the dunites, which A. N. Aléshkoff regarded also as xenolyths of pyroxene. These crystals are of spheroidal spongy shape, the cells being filled with olivine grains. These crystals represent in sections (slides) grains of olivine among which are disposed irregular, wedge-like and other irregular grains of monoclinal pyroxene, similarly disposed.

Such crystals of pyroxene develop in the dunite areas situated in the contact zone of gabbro-peridotite. Their growth must be connected with the action of gabbro magma yielding Ca and Si into dunites (peridotites), the increase of pyroxene taking place at the expense of olivine. The formation of crystals is adapted to certain centres, similarly to the formation of spots and nodules in the schists of the contact zones.

A. N. Aleshkoff's conclusions given in paragraphs 5, 6, 8 and 9 have been affirmed by our work though for the vertical distribution of vein-like bodies of dunites and serpentines no definite conclusions could be drawn.

As far as paragraph 7 is concerned our observations give no final indications, inasmuch as in the field it is in most cases impossible to distinguish harzburgites from lerzolites

Lerzolites and verlites are extremely rare rocks in the peridotite massif Pai-Er which is composed chiefly of harzburgites, no regularity in their distribution having been detected by our investigations.

III. PLATINUM RESERVES OF THE MASSIF

Chromite as a rule occurs in dunites and peridotites close to dunite. In peridotites of the usual type it is seldom met with and in but small amounts. It is always inferior in quantity to magnetite. Only seldom there are reverse relations and chromite is observed in the form of segregations sometimes of considerable dimensions.

In denudation 153 was found a lens-like chromite body up to 10 m long and up to 3—4 m thick.

In dunites chromite occurs in the form of disseminations and segregations-schlieres, small veins, and striae. Both these forms occur chiefly in irregular dunite bodies, while dunite veins are poor in chromite and are represented chiefly by disseminations.

Magnetite occurs along with chromite though in considerable smaller quantity than chromite.

The character and size of the chromite segregations are the same as in the platinum-bearing dunites of the Ural (fig. 25 and 26).

Segregations are some millimeters, centimeters and rarely 1—2 decimeters in thickness and some decimeters in length.

Chromite reserves are irregularly distributed.

Numerous tests of chromite segregations, by means of chemical analyses showed insignificant contens of Pt. 0.02—0.06 gr.

Negative results were obtained also by numerous tests of eluvial, deluvial and alluvial deposits by pits and „Empyre" drilling.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	5
I. Орографический и геоморфологический очерк	6
II. Геология массива	25
A. Вмещающие породы	26
B. Габбро-перидотитовый массив	29
1. Перидотитовые тела	30
2. Контактовая зона между перидотитами и габбро	49
3. Контактовая зона между перидотитами и сланцами — метаморфическими и кристаллическими	60
4. Хромитоносность дунито-перидотитовых тел	61
5. Габбро-кварцево-диоритовое тело	62
III. Петрографический очерк	65
A. Породы габбро-перидотитового массива	66
1. Ультраосновные (бесполевошпатовые) породы	—
2. Полевошпатовые глубинные породы	91
3. Жильные породы	111
B. Метаморфические и кристаллические сланцы	131
IV. Выводы и сравнение габбро-перидотитового массива Пай-Ер с другими аналогичными массивами	140
V. Платиноносность массива	151
Литература	160
Summary	161

ПОЛИТОТДЕЛ
ДОМ КИНО
Инв № 11665 21552

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАССИВА ПАЙ-ЕР НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

СОСТАВИЛ Г. Л. ПАДАЛКА

1936 г.

ПОЛИТОТДЕЛ ДС
ДОМ КНИГИ
Инв № 11660

НОВАЯ ЦЕНА
— р. 90 к.

Цена 9 руб.